# Géologie et minéralisations de la région du lac Mistamisk et de la rivière Romanet

Thomas Clark

ET 83–22

1986

Québec

88-03622/

# Géologie et minéralisations de la région du lac Mistamisk et de la rivière Romanet

Thomas Clark

ET 83–22

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 83-09-20
Accepté pour publication le 83-11-01

Lecteur critique
L. Kish

Éditeur
B. Desjardins

*Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)*

**Dépôt légal — 4e trimestre 1986**
**Bibliothèque nationale du Québec**
**ISBN: 2-550-11321-7**
**© Gouvernement du Québec, 1986**

# RÉSUMÉ

Notre région, qui comprend le secteur entre les lacs Mistamisk et Du Chambon, ainsi qu'une bande étroite bordant la rivière Romanet, est environ 190 km au nord-ouest de Schefferville. Située dans la partie centrale de la Fosse du Labrador, elle comprend les formations suivantes (du bas vers le haut): Chakonipau (grès et conglomérat d'origine continentale, ainsi que basalte); Dunphy (surtout dolomie); Lace Lake (surtout mudrock, siltite et dolomie ainsi que du tuf basique); Alder et Uvé (surtout dolomie et grès); Du Chambon et Romanet (ardoise, grès et, ici et là, basalte); Bacchus (basalte, ardoise et grauwacke); Mistamisk (basalte, roches pyroclastiques, grauwacke). Les gabbros du Groupe de Montagnais se trouvent intercalés surtout dans les Formations de Bacchus et de Mistamisk. Toutes ces roches sont d'âge protérozoïque inférieur. La vallée entre les lacs Mistamisk et Romanet témoigne de la présence d'un horst, lequel est limité au sud-ouest par une faille subverticale et au nord-est par des failles à pendage nord-est. Le soulèvement du horst permet l'observation des roches depuis le Chakonipau jusqu'au Du Chambon et au Romanet, ailleurs cachées sous une écaille chevauchée, formée surtout de roches ignées (Bacchus et Mistamisk). Dans la vallée des lacs Mistamisk et Du Chambon et le long de la rivière Romanet, la structure est dominée par des plis serrés à isoclinaux à vergence vers le sud-ouest; il y a cependant des indications d'une déformation plus ancienne et plus récente. Les roches ont été métamorphisées au faciès des schistes verts lors de l'orogenèse hudsonienne. Une altération sodique, probablement syntectonique, qui a impliqué la cristallisation d'abondants plagioclases, est très répandue près de la rivière Romanet; elle est associée à certains indices, par endroits aurifères, de cuivre et/ou d'uranium.

Les minéralisations, dont plus de 20 sont connues, ont été classifiées comme suit: minéralisations de Cu disséminées et filoniennes dans la dolomie et le mudrock; minéralisations associées à des roches albitiques, comprenant des minéralisations de Cu-Au et de Cu dans des brèches albitiques et des roches albitiques laminées, ainsi que des minéralisations d'U, d'U-Au et d'U-Cu-Au dans des filons et des amas (autres que des brèches) riches en albite, albite et carbonate ou carbonate; minéralisations de Cu, de Cu-Au et de Cu-U-Au associées à de la fracturation, à du cisaillement et à des altérations, telles la silicification et la carbonatisation; minéralisations filoniennes de Cu dans les roches ultrabasiques (meimechite); et des minéralisations de Pb-Cu et de Pb-Zn dans la dolomie.

Au cours de la cartographie, nous avons découvert plusieurs blocs radioactifs, surtout près de la rivière Romanet.

# Table des matières


Page

**INTRODUCTION** ..... 1

**GÉOLOGIE GÉNÉRALE** ..... 3

Stratigraphie ..... 4

Formation de Chakonipau (unité 1) ..... 4

Formation de Dunphy (unité 2) ..... 7

Formation de Lace Lake (unité 3) ..... 9

Formation d'Alder (unité 4) ..... 11

Formation d'Uvé (unité 5) ..... 12

Formation de Du Chambon (unité 6) ..... 13

Formation de Romanet (unité 7) ..... 13

Formation de Bacchus (unité 8) ..... 14

Formation de Mistamisk (unité 9) ..... 14

Groupe de Montagnais (unité 10) ..... 16

Meimechite (unité 11) ..... 16

Brèches et filons albitiques (unité 12) ..... 16

Altérations ..... 19

Tectonique ..... 20

Failles ..... 20

Plis ..... 20

Incidences de la tectonique sur l'interprétation stratigraphique ..... 22

Métamorphisme ..... 24

**GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE** ..... 25

Indice A ..... 25

Indice B ..... 25

Indice C ..... 26

Indice D ..... 27

Indice E ..... 27

Indice F ..... 28

Indice G ..... 29

Indice H ..... 31

Indice I ..... 31

Indice J ..... 32

Indice K ..... 32

Indice L ..... 32

Indice M ..... 32

Indice N ..... 33

Indices O, P, Q ..... 33

Indice R ..... 35
Indices S, T, U ..... 39
Indice V ..... 41
Blocs radioactifs ..... 42
Types de minéralisation ..... 42
Discussion sur les types de minéralisation ..... 43
Minéralisations cuprifères dans la dolomie (type disséminé) ..... 43
Minéralisations cuprifères dans la dolomie (type filonien) ..... 43
Minéralisations associées à des roches albitiques ..... 44
Minéralisations cuprifères ..... 44
Minéralisations uranifères ..... 45
Âge et origine ..... 45
Or et argent ..... 45

**RÉFÉRENCES** ..... 47

**CARTE** (1:20 000)
Géologie et minéralisations de la région du lac Mistamisk et de la rivière Romanet ..... hors texte

# Introduction

Au cours de l'été 1982, nous avons dressé la carte géologique, à l'échelle de 1:20 000, d'une région qui comprend le secteur entre les lacs Mistamisk et Du Chambon ainsi qu'une bande étroite bordant la rivière Romanet (figure 1). Nous avons également commencé une étude des indices minéralisés de cette région. Celle-

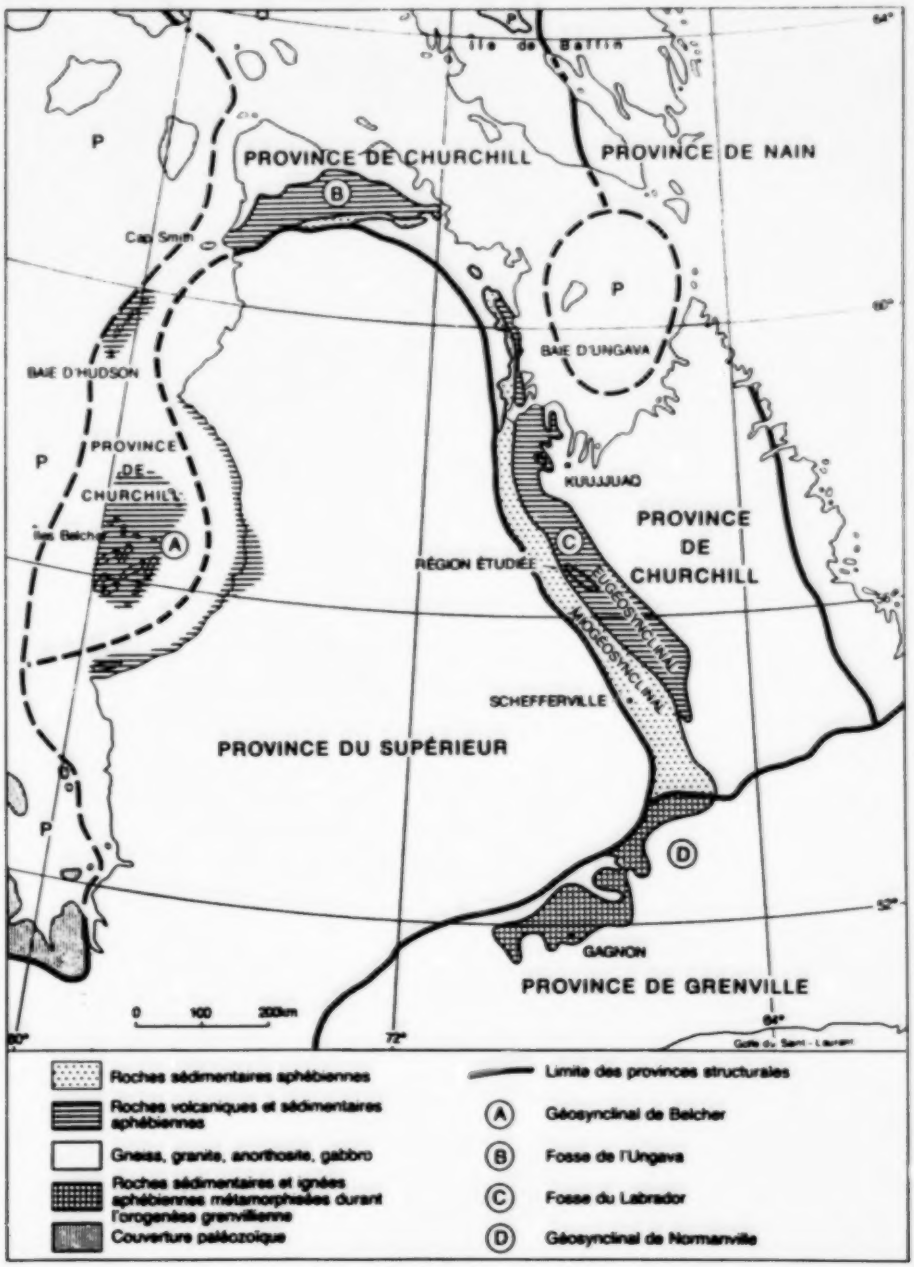



FIGURE 1 – Localisation de la région en regard des provinces tectoniques, du géosynclinal Circum-Ungava et de la couverture paléozoïque.

ci est à environ 190 km au nord-ouest de Schefferville et couvre approximativement 100 km². Elle fait partie des feuillets SNRC 24 C/8 E et 24 B/5 W. Dimroth (1978) a couvert le secteur entre les lacs Mistamisk et Du Chambon de façon superficielle; il a cependant cartographié la bande le long de la rivière Romanet plus en détail (1:31 680). Chevé (1985) a étudié la géologie et les minéralisations de la région du lac Romanet, immédiatement au SE de la nôtre.

Ce rapport présente une description de la géologie générale de la région ainsi que des descriptions des plus importants indices minéralisés. Il présente surtout les résultats de l'étude sur le terrain; plusieurs analyses chimiques de roches complètent ceux-ci.

Nous tenons à remercier Marc Deschênes, qui s'est très bien acquitté de ses tâches d'assistant senior, et Edgard St-Onge et Joseph Simon qui, en tant qu'hommes de canot, ont fourni un soutien bien apprécié. Nous remercions également nos collègues Marc Bélanger, Serge Chevé, Gillian Kearvell et Leslie Kish pour des discussions stimulantes.

# Géologie générale

Notre région se situe dans une large vallée orientée NW-SE entre les lacs Mistamisk et Romanet, dans la partie centrale de la Fosse du Labrador (figure 1). La vallée, orientée à un faible angle par rapport à la direction générale de la Fosse du Labrador, est due à la présence de roches résistantes (gabbros et roches volcaniques) au pourtour de roches moins compétentes (surtout des roches sédimentaires) à l'intérieur (figure 2). Structuralement, les roches de la vallée font partie d'un horst, limité au sud-ouest par une faille normale subverticale. Dimroth (1978) a proposé que les roches gabbroïques et volcaniques sont relativement jeunes et étaient, à un moment donné, continues au-dessus des roches de la vallée. Selon cette interprétation, cette vallée représente une fenêtre par laquelle on peut observer des strates plus anciennes que les gabbros et les volcanites.

Toutes les roches de notre région sont d'âge protérozoïque inférieur (Aphébien) (tableau 1). Sauf à l'extrémité nord-ouest du lac Mistamisk, la vallée est constituée des formations suivantes: Chakonipau, Dunphy, Lace Lake, Alder, Uvé, Du Chambon, Romanet et Bacchus (tableau 1). Ces formations constituent la partie inférieure de la colonne stratigraphique de la Fosse. Selon Dimroth (1978), les plateaux à l'extérieur de la vallée sont formés des Formations de Bacchus et de Mistamisk.

Les sédiments terrigènes d'origine fluviatile de la Formation de Chakonipau représentent le début de l'accumulation dans la Fosse, avant la transgression marine. Celle-ci est montrée par des sédiments marins de milieu peu profond (Formations de Dunphy, Lace Lake, Alder et Uvé). L'émergence d'un géanticlinal à l'ouest de notre

FIGURE 2 – Vue vers l'ouest de la vallée Mistamisk-Romanet à partir de l'indice R. La rivière Romanet coule parallèlement à l'escarpement (à droite) qui limite la vallée au nord. À l'arrière plan (à gauche) on peut voir le plateau formé surtout des roches volcaniques résistantes au sud de la vallée.

**TABLEAU 1 – Sommaire des formations.**

| | | | |
|---|---|---|---|
| QUATERNAIRE | | | 13 –Sable, gravier, blocs |
| APHÉBIEN | SUPER-GROUPE DE KANIAPISCAU | | 12 –Brèches et filons albitiques<br>Contact intrusif |
| | | | 11 –Meimechite<br>Contact intrusif |
| | | Groupe de Montagnais | 10 –Gabbro<br>Contact intrusif |
| | | GROUPE DE KNOB LAKE | 9 –Fm. de Mistamisk: basalte, brèche, tuf, ardoise, grauwacke, wacke arkosique, marbre (les relations chronologiques avec la Formation de Bacchus ne sont pas certaines) |
| | | Sous-groupe d'Attikamagen | 8 –Fm. de Bacchus: basalte, ardoise, grauwacke (pourrait être corrélative avec les formations ci-dessous) |
| | | Sous-groupe de Swampy Bay | 7* –Fm. de Romanet: ardoise, grauwacke, grès quartzifère, basalte, conglomérat<br>6* –Fm. de Du Chambon: ardoise, conglomérat, grès |
| | | Sous-groupe de Pistolet | 5 –Fm. d'Uvé: dolomie, grès quartzeux, grès dolomitique, dolomie gréseuse, mudrock, siltite<br>4 –Fm. d'Alder: dolomie, calcarénite, calcisiltite, grès quartzeux, grès dolomitique, dolomie gréseuse chert<br>3 –Fm. de Lace Lake: mudrock, siltite, dolomie, schiste chloritique (métavolcanite?) |
| | | Sous-groupe de Seward | 2 –Fm. de Dunphy: dolomie, chert, mudrock, grès dolomitique, dolomie gréseuse<br>1 –Fm. de Chakonipau: conglomérat, grès, mudrock, basalte |

* Les unités 6 et 7 sont probablement corrélatives.

région, selon l'hypothèse de Dimroth (1978), a conduit à une érosion des strates plus anciennes et au dépôt de détritus dans un bassin marginal (Formations de Du Chambon et de Romanet). Le géanticlinal était peut-être limité par des failles de fort pendage, lesquelles ont été réactivées et transformées en chevauchements lors de la déformation régionale ultérieure (Wardle & Bailey, 1981). La sédimentation dans le bassin marginal fut suivie d'un effondrement rapide et de l'éruption de grandes quantités de matériel volcanique (Formation de Bacchus). Selon une interprétation proposée par Dimroth (1978), le Bacchus fut suivi du dépôt de la Formation de Mistamisk, les autres formations (Denault, Wishart, Ruth et Sokoman) normalement entre le Bacchus et le Mistamisk, selon une datation U-Pb sur des zircons provenant d'une volcanite acide (T. Krogh, communication personnelle, 1984), est de 2.142 milliards d'année. Le tout fut déformé et métamorphisé durant l'orogenèse hudsonienne, qui a terminé l'Aphébien il y a environ 1.8 milliards d'années.

## Stratigraphie

### FORMATION DE CHAKONIPAU (unité 1[1])

La Formation de Chakonipau n'affleure que le long de la faille qui limite au sud-ouest la vallée entre les lacs Mistamisk et Du Chambon; elle forme ainsi une bande adjacente et parallèle à la faille.

Le Chakonipau consiste en conglomérat, grès, mudrock et basalte. Les affleurements ne sont pas nombreux, ce qui a compliqué son étude. Le conglomérat semble se situer vers la base de la formation; il est sous-jacent au grès. Le basalte se trouve au sommet, au contact avec la dolomie de Dunphy sus-jacente. Le mudrock n'affleure que localement.

Le conglomérat, dont l'épaisseur apparente est d'au moins 12 m (atteignant peut-être 100 m), est rouge-brique ou rose et, par endroits, bigarré rouge et vert. Le litage est communément difficile à discerner mais semble néanmoins épais (de un à plusieurs mètres). Par endroits, le conglomérat contient des interlits de grès arkosique rouge. Les éléments ont de 1 mm à 2 cm de large, allant ici et là jusqu'à 10 cm; bien arrondis à anguleux, ils sont enrobés d'une croûte rouge ferrugineuse. Plusieurs sont rouges en surface fraîche; d'autres sont gris pâle ou gris foncé. Ils sont composés de siltite, de mudrock et de grès; quelques-uns sont peut-être constitués de roches volcaniques. La matrice est faite de grès arkosique rouge brun. Des mouvements le long de la faille susmentionnée, désormais nommée faille du lac Bertin (d'après un lac au sud-est de notre région), ont déformé des lits de grès. Cette déformation a créé des structures arrondies qui ressemblent à des éléments détritiques. Nous avons donc éprouvé de la difficulté à distinguer des brèches tectoniques et des conglomérats sédimentaires.

Le conglomérat est surmonté par des grès arkosiques. Ces grès, rouge-brique à roses à la base, deviennent gris vers le haut, en passant par une séquence dans laquelle la couleur varie entre le rouge et le gris.

L'épaisseur des grès rouges à roses n'est pas bien connue, mais nous avons observé des séquences d'au moins 60 m d'épais. Ces grès sont à grain moyen (jusqu'à 1 mm) et lités à l'échelle de 1 cm à plusieurs décimètres; à un endroit, nous avons observé des stratifications entrecroisées de 0.3 m d'épais. Ils contiennent, par endroits, des interlits argileux minces (centimétriques), typiquement gris et fissiles, montrant localement des empreintes de charge.

Les grès de teinte variable sont des arkoses grises, gris rosâtre et roses, d'épaisseur inconnue. Les variations de couleur produisent une bonne lamination à petite échelle. Par endroits, une telle lamination est parallèle au litage; ailleurs, elle semble parallèle à une fissilité recoupant celui-ci. Ces grès ne contiennent pas d'interlits pélitiques.

Les grès bigarrés roses et gris sont surmontés par des arkoses grises, gris rosâtre ou gris-vert dont l'épaisseur, mal connue, est d'au moins 6 m. Les arkoses, qui montrent localement des stratifications entrecroisées, contiennent des passées ou lentilles plus grossières (microconglomérat). La granulométrie des grès est généralement de moins de 1 mm, tandis que celle des passées plus grossières est de 1 à 5 mm. Le ciment est calcareux ici et là. Quelques interlits de mudsrock sont présents par endroits.

À trois endroits, nous avons trouvé des horizons importants de mudrock, de siltite et de schiste chloritique. Il est probable que ces roches n'occupent pas qu'un seul niveau dans le Chakonipau mais qu'elles se répètent. Elles semblent former des lentilles d'étendue latérale restreinte.

Les mudrocks et siltites, qui forment des horizons atteignant 10 m d'épais, sont gris-noir, noirs, gris, gris-vert ou mauves en surface fraîche. Ils renferment de rares interlits minces de dolomie. Des schistes chloritiques, gris moyen et très altérés, forment, à un endroit, une unité d'environ 10 m d'épais, recouverte à son tour par 8 m de mudrock mauve. Communément, toutes ces roches ont été envahies par de nombreux filons de carbonate rose ou blanc et de quartz, introduits en partie le long des plans de clivage. Des traces de minéralisation en cuivre sont présentes par endroits.

Une unité de lave forme une bande presque continue, qui est sous-jacente à la dolomie de la Formation de Dunphy. Son épaisseur, mal connue, atteint probablement plusieurs mètres. La lave, partout massive et très magnétique, est grise ou gris verdâtre en surface fraîche et gris verdâtre ou gris brunâtre en surface altérée.

1. Les symboles sont ceux de la carte et du tableau 1.

Localement, elle renferme de la pyrite et des traces de chalcopyrite (jusqu'à 1 %). Là où elle est relativement abondante, cette dernière forme des amas de moins de 1 mm jusqu'à 2 mm de large.

La lave, à grain fin et de texture diabasique, consiste surtout en lattes de plagioclase dont la longueur varie de 0.05 à 1.0 mm. Elle contient aussi des flocons de biotite vert-olive à brun verdâtre pâle, de la magnétite, de la saussurite et de l'actinote. Par endroits, la lave renferme des phénocristaux de plagioclase plutôt équidimensionnels, qui montrent des marques de déformation (macles courbées, microfailles). La roche typique ne contient pas de quartz. Des amygdules, de 1 à 3 mm de large, sont remplies de biotite (verte à brun pâle), de chalcédoine (élongation positive) et de sulfures. De petites fractures, assez abondantes, sont tapissées de chlorite et de quartz, accompagnés ici et là de sulfures. La magnétite et les sulfures peuvent avoir été oxydés pour donner de l'hématite sur leurs pourtours. De plus, de l'hématite peut se trouver, par endroits, en filonnets remplissant des fissures étroites. Ces textures suggèrent que la lave a été altérée par des fluides hydrothermales oxydantes tardives.

Le Chakonipau est fortement déformé; certaines des structures observées sont peut-être dues à la faille du lac Bertin (voir TECTONIQUE et figures 3 et 4).

Nous avons classifié ces laves selon les systèmes recommandés par Irvine & Baragar (1971) et Jensen (1976). Pour fins de comparaison, nous mentionnons ci-dessous une lave provenant du Chakonipau au lac Musset (à 85 km au NW de Schefferville), une diabase du lac Cambrien (à 220 km au NW de Schefferville: Clark, 1984), ainsi que des laves et des gabbros de la région du lac Hérodier (au SW de Kuujjuaq) (Clark, données non publiées).

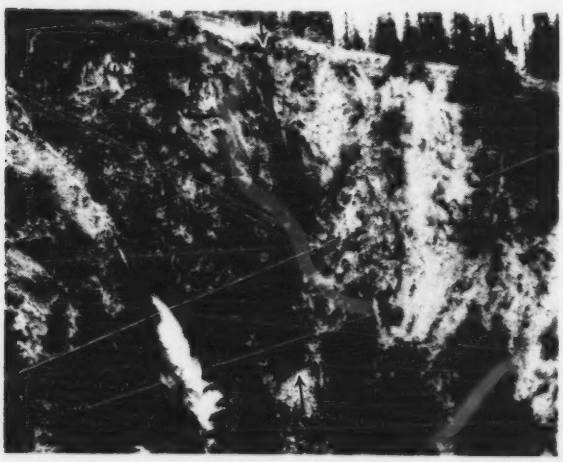


FIGURE 3 – Basaltes de la Formation de Bacchus (à gauche) et conglomérats et grès du Chakonipau (à droite). Les deux formations sont séparées par la faille du lac Bertin (flèches, au centre). L'attitude de la faille est de 290/83. Vue vers le nord-ouest, à 1.5 km au sud-ouest de l'extrémité nord-ouest du lac Du Chambon.

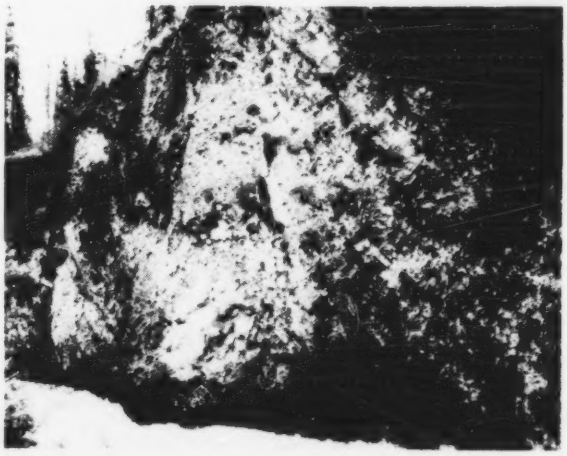


FIGURE 4 – Plis concentriques ouverts dans les arkoses de la Formation de Chakonipau; leur longueur d'onde est d'environ 15 m. Les axes plongent à environ 25° vers le nord-est. À 1 km au sud du lac Du Chambon.

Le tableau 2 montre que les laves du Chakonipau (analyses 1 à 3) ont un rapport $Na_2O/K_2O$ élevé. On note également que le MgO est nettement plus élevé que le CaO et que le rapport $Fe_2O_3/FeO$ est supérieur à 1.0.

Dans un diagramme alcalis-silice (Irvine & Baragar, 1971), nous montrons les quatre analyses du tableau 2 (figure 5a). Ce diagramme suggère que ces roches ont une tendance alcaline. Si les mêmes analyses sont représentées sur un diagramme normatif Ol'-Ne'-Q' (figure 5b), la distribution des points indique que les roches sont de composition subalcaline. Cette conclusion diffère de celle de Dimroth (1978), selon qui les laves de Chakonipau sont alcalines (des trachybasaltes). Notons que les roches

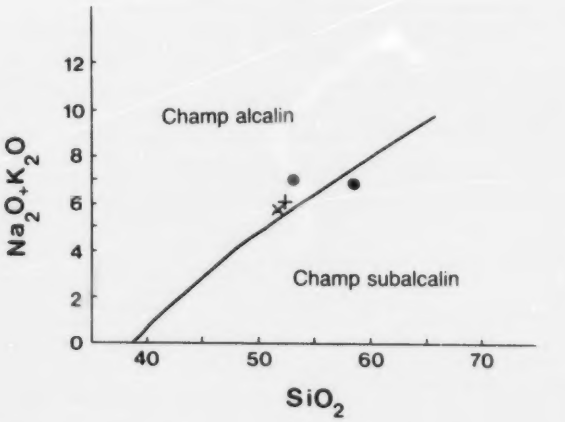


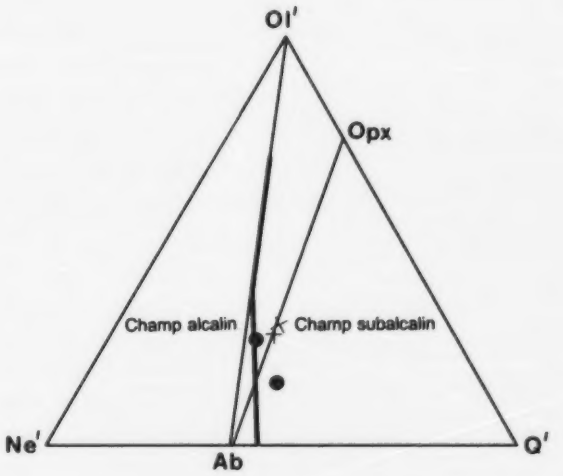

FIGURE 5a – Diagramme alcalis-silice pour classifier les roches volcaniques selon le critère alcalin-subalcalin. La ligne grasse est tirée de Irvine et Baragar (1971).

**TABLEAU 2 – Composition des laves de Chakonipau**

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| | | % poids | | |
| $SiO_2$ | 53.00 | 58.50 | 52.40 | 51.90 |
| $TiO_2$ | 1.65 | 1.63 | 1.65 | 1.60 |
| $Al_2O_3$ | 14.40 | 14.50 | 14.30 | 14.30 |
| $Fe_2O_3$ | 7.83 | 6.12 | 11.60 | 8.69 |
| FeO | 6.63 | 3.67 | 1.93 | 2.89 |
| MnO | 0.06 | 0.03 | 0.13 | 0.14 |
| MgO | 4.95 | 4.20 | 5.44 | 6.93 |
| CaO | 2.77 | 1.80 | 2.73 | 2.74 |
| $Na_2O$ | 5.79 | 6.67 | 4.82 | 4.61 |
| $K_2O$ | 1.32 | 0.33 | 1.29 | 1.18 |
| $P_2O_5$ | 0.09 | 0.23 | 0.06 | 0.13 |
| S | 0.02 | 0.05 | 0.01 | 0.01 |
| F | 0.06 | 0.05 | 0.05 | — |
| Cl | 0.60 | 0.10 | 0.02 | — |
| $H_2O^-$ | — | — | 0.07 | — |
| $H_2O^+$ | — | — | 2.74 | — |
| $CO_2$ | — | — | 1.43 | — |
| PAF | 2.74 | 2.92 | — | 4.95 |
| | | ppm | | |
| Cu | 230 | 150 | 26 | 43 |
| Zn | 42 | 27 | 84 | 260 |
| Pb | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 10 |
| Ni | 44 | 5 | 39 | 39 |
| Co | 54 | 28 | 59 | 38 |
| Cr | 11 | 2 | 6 | 6 |
| V | 230 | 150 | 210 | 220 |
| Zr | 160 | 290 | 160 | 170 |
| Sr | 63 | 32 | 130 | 380 |
| Ba | 96 | 120 | 270 | 360 |
| Rb | 75 | 24 | 42 | 23 |
| Nb | 9 | 18 | 11 | — |
| La | 20 | 42 | 18 | — |
| Y | 17 | 25 | 19 | 19 |
| | | Compositions normatives (cations) | | |
| Q | 0.00 | 5.75 | 0.02 | 0.32 |
| C | 0.00 | 0.51 | 0.18 | 0.89 |
| Or | 7.95 | 2.00 | 8.01 | 7.32 |
| Ab | 52.94 | 60.82 | 45.35 | 43.48 |
| An | 9.57 | 7.50 | 13.79 | 13.35 |
| Ne | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Di | 1.61 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| He | 1.45 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| En | 3.93 | 11.77 | 15.76 | 20.10 |
| Fs | 3.53 | 5.39 | 10.93 | 8.56 |
| Fo | 6.89 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fa | 6.19 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mt | 3.33 | 3.29 | 3.39 | 3.32 |
| Il | 2.35 | 2.31 | 2.41 | 2.34 |
| Ap | 0.19 | 0.50 | 0.13 | 0.29 |
| Po | 0.07 | 0.17 | 0.04 | 0.04 |

1. Roche volcanique, Fm de Chakonipau. Vallée Mistamisk-Romanet (TC-63-82).
2. Roche volcanique, Fm de Chakonipau. Vallée Mistamisk-Romanet (TC-73-82).
3. Roche volcanique, Fm de Chakonipau. Lac Musset (TC-225-82).
4. Diabase. Lac Cambrien (TC-79-80: Clark, 1984).

— Non déterminé




● Laves de Chakonipau, vallée Mistamisk-Romanet

\+ Laves de Chakonipau, lac Musset

× Diabase, lac Cambrien

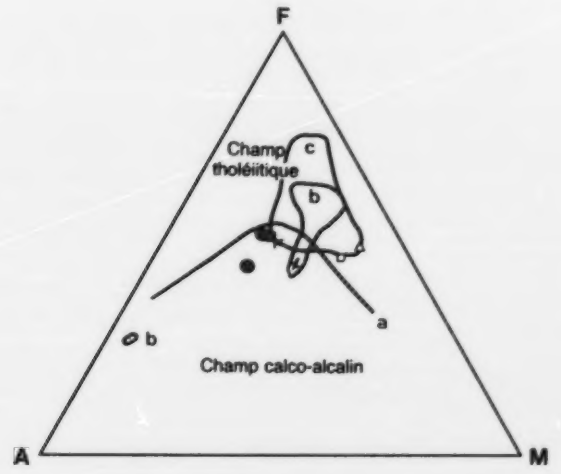
FIGURE 5b – Diagramme normatif Ol'-Ne'-Q' pour classifier les roches volcaniques selon le critère alcalin-subalcalin. La ligne grasse est tirée de Irvine et Baragar (1971).

analysées par Dimroth étaient plus riches en $K_2O$ que les nôtres.

Afin de caractériser davantage l'affinité chimique de nos échantillons, les quatre analyses sont reportées sur un diagramme AFM (figure 5c). Les compositions tombent toutes dans le champ calco-alcalin. Selon la relation entre l'indice de coloration normatif de la roche et la composition normative du plagioclase (Irvine & Baragar, 1971), la composition de trois des quatre roches correspond à celle d'une andésite tholéiitique tandis que la quatrième se trouve près de la limite entre l'andésite et la dacite.

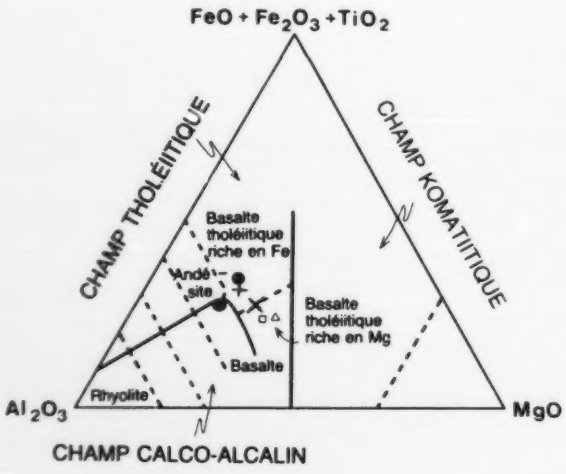
Par contre, reportés sur un diagramme ($FeO + Fe_2O_3 + TiO_2$) — $Al_2O_3$ — MgO (« Jensen Cation Plot » de Jensen, 1976), deux des trois échantillons de laves du Chakonipau se trouvent dans le champ tholéiitique, le troisième étant légèrement dans le champ calco-alcalin (figure 5d). La diabase du lac Cambrien est également dans le champ tholéiitique. Selon ce diagramme, les quatre échantillons ont une composition basaltique; des trois échantillons dans le champ tholéiitique, deux ont la composition d'un basalte tholéiitique à forte teneur en fer tandis que l'autre a une composition à la limite entre des tholéiites à forte teneur en fer et des tholéiites à forte teneur en magnésium.

Jensen (1976) considère que l'un des grands avantages de son diagramme, c'est qu'on peut pratiquement négliger les altérations. Selon lui, les alcalis, le calcium et la silice sont très susceptibles de subir des changements de teneur lors de la diagenèse ou du métamorphisme. Le fer, le magnésium et l'aluminium sont, par contre, relativement stables. Il est possible, donc, que la différence entre




● Laves de Chakonipau, notre région
+ Laves de Chakonipau, lac Musset
× Diabase, lac Cambrien
□ Laves de Bacchus, notre région
△ Brèche pyroclastique de Mistamisk, notre région

FIGURE 5c – Diagramme AFM pour classifier les roches volcaniques subalcalines selon le critère tholéiitique – calco-alcalin. La ligne « a » est tirée de Irvine et Baragar (1971). Nous comparons les roches volcaniques du Chakonipau de notre région avec un basalte de Bacchus et une brèche pyroclastique de Mistamisk, tous les deux de notre région. Nous montrons également les champs compositionnels des roches volcaniques, surtout des basaltes, de la Formation de Willbob-Hellancourt (champ b – 12 échantillons) et des gabbros du Groupe de Montagnais (champ c – 23 échantillons) de la région du lac Hérodier (Clark, données non publiées). A = $Na_2O + K_2O$; F = FeO + 0.8998 $Fe_2O_3$; M = MgO (% poids).




● Laves de Chakonipau, notre région
+ Laves de Chakonipau, lac Musset
× Diabase, lac Cambrien
□ Laves de Bacchus, notre région
△ Brèche pyroclastique de Mistamisk, notre région

FIGURE 5d – Diagramme des cations de Jensen (1976) utilisé pour classifier les roches volcaniques subalcalines.

la classification donnée par le diagramme AFM et celle du diagramme de Jensen soit due à une augmentation secondaire des alcalis. Dans le diagramme AFM (figure 5c), on remarque, en effet, que nos quatre échantillons sont déplacés du champ des laves tholéiitiques de la Fosse vers le coin des alcalis tout en gardant constant le rapport Fe/Mg. Le rapport Na/K très élevé de ces roches est également une indication que leurs teneurs en alcalis ne sont pas primaires (Miyashiro, 1975).

Sur le diagramme AFM (figure 5c), les roches volcaniques du Chakonipau se distinguent clairement des roches volcaniques des Formations de Bacchus et de Mistamisk. Sur le diagramme de Jensen, cependant (figure 5d), les volcanites des trois formations se trouvent toutes dans le champ des tholéiites, sauf que les laves du Chakonipau ont un rapport Fe/Mg plus élevé.

La Formation de Chakonipau est interprétée comme une séquence constituée principalement de sédiments terrigènes d'origine fluviatile. C'est la formation basale de la Fosse du Labrador; son contact avec le socle archéen n'est cependant pas exposé, probablement à cause d'un décollement régional. Quant à l'unité volcanique, elle représente la première expression d'une activité ignée dans cette partie de la Fosse. Le volcanisme était probablement associé au développement d'un rift dans un continent archéen (Wardle & Bailey, 1981). Cette conclusion est appuyée par les teneurs en Ti, Sr et Y (figure 5e). L'environnement volcanique était très différent de celui existant durant l'extrusion des laves des Formations de Bacchus, de Mistamisk et de Willbob-Hellancourt, lesquelles ont été déposées sur un fond océanique (figure 5e).

## FORMATION DE DUNPHY (unité 2)

La Formation de Dunphy surmonte la Formation de Chakonipau mais le contact entre les deux n'est nulle part visible dans notre région. Nous avons cartographié le Dunphy surtout près des failles limitant la vallée, au nord et au nord-ouest du lac Du Chambon, ainsi que le long de la rivière Romanet, au nord-ouest de la décharge du lac Romanet. Nous estimons son épaisseur à au moins 165 m.

Le Dunphy consiste surtout en dolomie de couleur variable (figure 6). La roche est rose, rose pâle, gris rosâtre, grise, blanche ou de couleur chair en surface fraîche et beige, grise ou rose pâle en surface altérée. La dolomie renferme en plusieurs endroits de petits flocons d'un minéral micacé vert, orienté parallèlement à la foliation. La dolomie, dont l'épaisseur des lits va de quelques millimètres à 1 m, est en plusieurs cas laminée parallèlement au litage. Les lamines, de quelques centi-

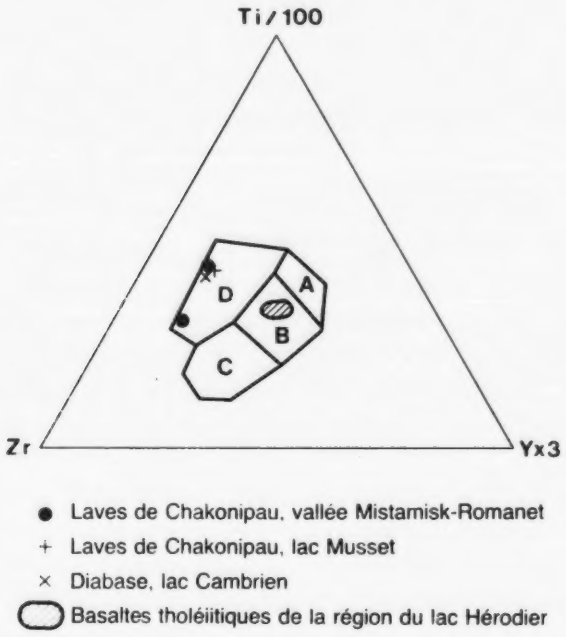



FIGURE 5c – Diagramme Ti-Zr-Y utilisé pour caractériser les environnements tectoniques des roches volcaniques (tiré de Pearce et Cann, 1973). Mêmes symboles que pour la figure 5a.

Champ A – Tholéiites pauvres en K.

Champ B – Basaltes calco-alcalins, tholéiites pauvres en K et basaltes des fonds océaniques.

Champ C – Basaltes calco-alcalins.

Champ D – Basaltes intraplaques océaniques et continentaux.

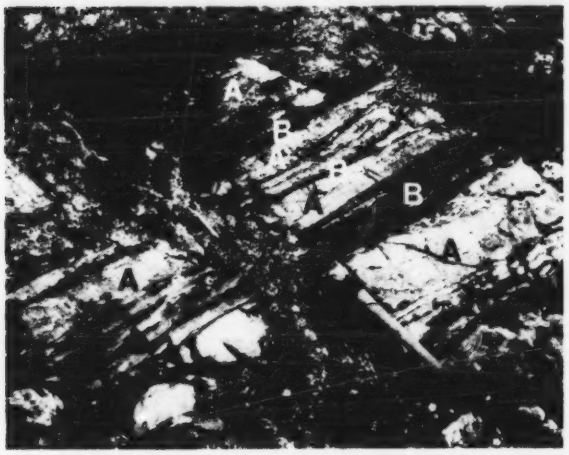



FIGURE 6 – Dolomie rose (A) et mudrock mauve fissile (B) de la Formation de Dunphy. À 0.5 km au sud-est du lac Mistamisk.

mètres d'épais, sont marquées par des variations de couleur. Ici et là, nous avons noté des stromatolites bulbeux de quelques centimètres à 60 cm de large. À un endroit, les stromatolites sont en colonnes atteignant 2 à 3 cm de large et 25 cm de haut. Assez communs dans la dolomie sont des lits, des lentilles et, surtout, des nodules de chert rose saumon, gris ou blancs, d'une épaisseur atteignant plusieurs centimètres.

Habituellement, la dolomie renferme des interlits de mudrock laminé mauve ou, moins communément, vert ou gris. Les couches de grès dolomitique à patine grise, de dolomie gréseuse et de grès argileux à patine mauve sont moins courantes. Près du contact avec la Formation sus-jacente de Lace Lake, les couches de mudrock sont plus abondantes et peuvent représenter jusqu'à 50 % de la séquence. Nous avons arbitrairement choisi comme sommet du Dunphy le niveau dans lequel le mudrock atteint 50 % de la roche.

Les effets sur la dolomie de sa proximité de la faille du lac Bertin varient de faibles à forts. Parmi les effets forts, on compte la fracturation et l'hématitisation. Celle-ci a produit une dolomie bigarrée beige, chair, rose et rouge. A un endroit seulement, la dolomie a été recristallisée en un marbre blanc rosâtre.

La dolomie consiste principalement en carbonate, quartz, mica (peut-être de la phlogopite) et chlorite; un peu de plagioclase peut être présent localement. Le carbonate, le quartz et le plagioclase forment une mosaïque de grains équidimensionnels, dont la granulométrie varie de 0.01 à 0.1 mm. Dans cette mosaïque, il y a des lentilles plus ou moins parallèles et des amas irréguliers de matériel plus grossier et relativement riche en quartz, dont la granulométrie atteint communément 0.5 mm et, par endroits, 1 mm[2]. Les minéraux micacés, disséminés, sont orientés parallèlement aux lentilles plus grossières. La couleur rosée est due à de l'hématite très finement disséminée[3]. La texture de la dolomie de Dunphy suggère une recristallisation extensive.

Dans le tableau 3, nous présentons quatre analyses chimiques de la dolomie de la Formation de Dunphy.

Le Dunphy a probablement été déposé dans une eau peu profonde et tranquille. Les interlits de mudrock montrent une lamination parallèle; des laminations entrecroisées n'ont été observées qu'en de très rares endroits. Le mudrock a donc également été déposé en eaux tranquilles. Des stromatolites, présents ici et là mais pas très abondants, suggèrent que certains horizons de dolomie ont été formés dans la zone intercotidale. Les couches de conglomérat intraclastique à fragments aplatis sont cependant assez rares. On peut donc conclure que le Dunphy ne contient qu'un peu de sédiments de la zone intercotidale. La plupart des couches semblent avoir été formées dans un environnement lagunaire. Les couches gréseuses donnent à penser que les eaux ont été dérangées périodiquement par des courants transportant des

2. Chevé *et al.* (1985) ont interprété certaines structures oeillées dans la dolomie de Dunphy près du lac Romanet comme des « birds-eyes », formées par le remplissage diagénétique hâtif d'une porosité primaire.

3. Chevé *et al.* (1985) ont attribué la couleur rose de la dolomie au lac Romanet à une oxydation d'une dolomie blanche par des solutions véhiculées le long de fractures tardives.

**TABLEAU 3 – Analyses de la dolomie de la Formation de Dunphy**

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| | | | % poids | |
| $SiO_2$ | 6.79 | 4.17 | 15.00 | 1.24 |
| $TiO_2$ | 0.02 | 0.03 | 0.02 | <0.10 |
| $Al_2O_3$ | 0.65 | 0.73 | 0.71 | 0.15 |
| $Fe_2O_3$ | <0.01 | 0.04 | <0.01 | 1.42* |
| FeO | 0.32 | 0.19 | 0.48 | — |
| MnO | 0.03 | <0.01 | 0.05 | 0.21 |
| MgO | 20.40 | 21.00 | 17.80 | 20.50 |
| CaO | 27.30 | 28.10 | 25.00 | 28.70 |
| $Na_2O$ | 0.04 | 0.13 | 0.32 | 0.06 |
| $K_2O$ | <0.04 | 0.06 | 0.14 | 0.05 |
| $P_2O_5$ | <0.03 | <0.03 | 0.06 | 0.06 |
| S | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.38 |
| $CO_2$ | 41.80 | 45.00 | 32.70 | 44.20 |
| PAF | 43.10 | 44.70 | 39.50 | 44.53 |
| | | | ppm** | |
| Cu | 4 | 14 | 3 | 1.92 % |
| Zn | 26 | 20 | 20 | 19 |
| Pb | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 2 |
| Sr | 110 | 59 | 86 | 67 |
| Ba | <20 | <20 | 20 | <20 |
| Rb | 7 | 9 | 15 | 12 |
| As | 19 | 10 | 12 | <1 |
| U | <2 | <2 | <2 | 8 |
| Th | <5 | <5 | <5 | <5 |
| | | | g/t | |
| Au | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Ag | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |

1. Dolomie blanche à gris pâle. 2.5 km au N de la décharge du lac Romanet (TC-53-82).
2. Dolomie rose. 2.2 km au S de la charge du lac Mistamisk (TC-111-82).
3. Dolomie gréseuse grise. Indice V (affleurement G.M.) (TC-284-82).
4. Dolomie beige pâle minéralisée. Indice F (TC-155-5A-82).

— Non déterminé
* Fe total exprimé comme $Fe_2O_3$.
** Sauf pour le Cu de l'analyse n° 4, qui est en %.

détritus plus grossiers. Notons que Chevé *et al.* (1985) ont interprété la dolomie laminée près du lac Romanet comme une dolomie cryptalgaire, formée probablement dans un environnement de batture. Ils n'ont observé aucune évidence d'évaporites.

## FORMATION DE LACE LAKE (unité 3)

Cette formation affleure au nord et au sud-est du lac Mistamisk ainsi que le long de la rivière Romanet, au nord-ouest de la décharge du lac Romanet. Son contact avec la Formation sous-jacente de Dunphy est visible en plusieurs endroits, mais nous n'avons pas observé celui avec la Formation sus-jacente d'Alder. Le passage entre le Dunphy et le Lace Lake est graduel; il s'exprime par un interlitage, sur plusieurs mètres, des lithologies caractéristiques des deux unités. La polarité des strates près de la charge du lac Mistamisk a été confirmée par des indicateurs tels que les stromatolites et les laminations entrecroisées.

Le Lace Lake consiste surtout en mudrock et siltite; de plus, des interlits de dolomie sont très importants en de nombreux endroits. L'épaisseur de la formation, dans notre région, est assez mal connue à cause du plissement et du chevauchement; elle devrait cependant dépasser 30 m près du lac Mistamisk et 50 m plus à l'est, près de la rivière Romanet.

Il semble y avoir un important changement de couleur approximativement à la longitude 67°57′ (près de la rivière Romanet). Nous décrirons donc séparément les roches à l'ouest et à l'est de cette longitude.

À l'ouest de la longitude 67°57′, la stratigraphie interne de la Formation de Lace Lake est plutôt mal connue à cause d'une insuffisance d'affleurements et d'un plissement intense. Dans les paragraphes qui suivent, nous la préciserons quelque peu pour le secteur près de l'extrémité sud-est du lac Mistamisk, où les affleurements sont relativement instructifs. Là, la dolomie de Dunphy est surmontée par une séquence de mudrock laminé mauve qui, dépendant de l'endroit, peut renfermer beaucoup ou peu de dolomie en interlits (voir TECTONIQUE, figure 17). Cette séquence, qui varie de 7 à 12 m d'épais, est surmontée par une séquence de mudrocks verdâtres et de dolomie d'environ 17 m d'épais. Un plissement nous a empêché d'en savoir plus long sur la stratigraphie sus-jacente mais il est possible que des séquences de mudrocks verdâtres alternent avec des séquences de mudrocks mauves, le tout comprenant des interlits de dolomie.

En surface fraîche, les mudrocks sont surtout mauves, verts, vert-gris ou gris. Ils sont typiquement laminés à l'échelle millimétrique, mais par endroits ils sont massifs. Les couches mauves et verdâtres sont interlitées ici et là. Les strates vertes et grises ont une patine jaunâtre ou gris verdâtre.

Des interlits de dolomie accompagnent le mudrock mauve et le mudrock vert. Leur épaisseur va de quelques centimètres jusqu'à 3 m. La dolomie peut constituer jusqu'à 50 % des séquences riches en mudrock vert. Elle semble quelque peu moins abondante dans les mudrocks mauves. Elle est beige à vert grisâtre en surface fraîche; une patine brun-orange ou brun moyen à foncé est assez caractéristique. La dolomie est, de façon générale, laminée parallèlement au litage; des stromatolites bulbeux et des conglomérats intraclastiques ont cependant été observés en de rares endroits. Le conglomérat consiste en fragments centimétriques de dolomie dans une matrice de dolomie gréseuse. La coexistence étroite des lits de dolomie stromatolitique et de mudrock suggère que ces derniers ont été déposés dans une eau très peu profonde et assez tranquille.

Dans les mudrocks, nous avons remarqué plusieurs structures sédimentaires, entre autres des laminations entrecroisées et du granoclassement (figure 7). À deux endroits, nous avons vu des niveaux, de moins de 2 cm d'épais, de siltite ou de grès à grain fin, à laminations

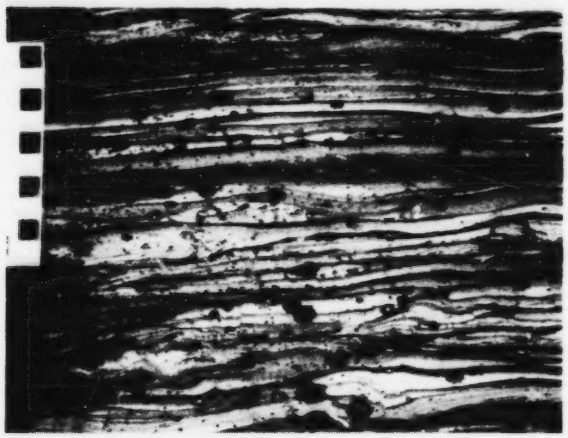


FIGURE 7 – Formation de Lace Lake. Interlits minces de siltite et de grès fin à laminations entrecroisées et de siltite-mudrock granoclassé. À la base de certains lits granoclassés, on observe une surface d'érosion recoupant le niveau à laminations entrecroisées sous-jacent. Noter, de plus, des déformations synsédimentaires: glissements (« slumping »), failles mineures. Extrémité sud-est du lac Mistamisk.

entrecroisées, alternant avec des lits granoclassés, de 1 à 10 mm d'épais, dont la composition va d'une siltite à un mudrock (figure 7). En plusieurs cas, la base du lit granoclassé tronque les stratifications entrecroisées sous-jacentes. Nous pensons que les lits granoclassés sont des turbidites minces déposées en eau peu profonde.

Par endroits, on peut observer des plages ovoïdes de réduction, allongées parallèlement à la foliation. Cette réduction est donc plus ancienne que le plissement. On peut voir, à un endroit, des lamines discontinues vert pâle, orientées parallèlement au litage. Ces lamines sont, elles aussi, dues à un épisode de réduction. Au même endroit, des plages rouges millimétriques sont superposées aux lamines vertes. Ceci suggère que ces roches ont connu une histoire compliquée de réduction et d'oxydation.

À l'est de la longitude 67°57′, près de la rivière Romanet, les mudrocks et les siltites changent de couleur et, jusqu'à un certain point, de nature. Dans ce secteur, il s'agit surtout d'ardoises et de schistes, gris moyen à foncé ou noirs. Ceux qui sont noirs sont graphitiques ici et là. Les ardoises sont laminées à l'échelle millimétrique; les laminations sont lenticulaires par endroits. Par-ci, par-là, elles sont granoclassées. De plus, nous avons observé des roches gris verdâtre foncé et des phyllades verts en certains endroits. Près de la longitude 67°56.7′, nous avons noté, intercalés dans les sédiments pélitiques, quelques rares lits de grès quartzeux ou de quartzite. Près du contact avec le Dunphy, les ardoises et les schistes renferment une forte proportion (jusqu'à 50 %) de dolomie en lits atteignant 60 cm d'épais.

Près de la décharge du lac Romanet, au nord de la rivière Romanet, les sédiments gris à la base du Lace Lake sont interstratifiés, sur plusieurs mètres, avec des schistes verdâtres, lesquels pourraient être des tufs et des laves basiques. À l'indice U, nous avons remarqué, sus-jacents au Dunphy, des interlits de dolomie dans les trois mètres inférieurs d'une séquence de plusieurs mètres d'épais de schistes verdâtres. Le contact entre la dolomie et les schistes du Lace Lake y semble normal (non faillé).

À la longitude 67°53.2′, sur la rive sud de la rivière Romanet, des grès quartzeux gris-blanc, gris-rose ou gris-vert viennent s'interdigiter avec les roches sédimentaires grises et verdâtres. Ces grès deviennent de plus en plus importants en allant vers l'est. Moyennement grenus (granulométrie: jusqu'à 1 mm), ils consistent en grains de quartz arrondis et sont granoclassés par endroits.

Nous n'avons pu effectuer un travail assez détaillé sur la rive sud de la rivière Romanet, à la longitude 67°51.5′, pour préciser les structures complexes montrées par Dimroth (1978). Il semble, cependant, que le contact faillé entre la Formation de Romanet et les roches plus vieilles (Formations de Lace Lake et de Dunphy) soit très plissé.

Il est à noter que, immédiatement au nord de ce dernier secteur, de l'autre côté de la rivière Romanet, la dolomie de Dunphy n'est pas surmontée par des grès quartzeux. Ce fait suggère deux possibilités: ou il y a des changements de faciès latéraux très rapides dans le Lace Lake, ou il y a une faille de charriage sous la rivière Romanet.

Les roches argileuses de la Formation de Lace Lake sont formées surtout de proportions variables de quartz, de séricite, de chlorite et de plagioclase. Ce sont des ardoises et des ardoises silteuses montrant un clivage ardoisier et, dans le secteur est de la région, un clivage de crénulation. On note, disséminés dans la matrice de séricite et de chlorite, des grains de quartz et, en moins grande quantité, des grains de plagioclase, de la taille des silts et des sables fins; en plusieurs endroits, la roche contient des lamines relativement riches en quartz et plagioclase.

Nous avons noté un certain nombre de caractères macroscopiques et microscopiques liés à la recristallisation de ces roches argileuses: par exemple, des clivages, des textures en mosaïque, ainsi que des veinules et lentilles de quartz. Le clivage ardoisier, pénétratif, est dû à l'orientation préférentielle des minéraux micacés. À l'est de la longitude 67°57′, près de la rivière Romanet, il est parallèle ou subparallèle au litage. Dans le secteur près de la charge du lac Mistamisk, le clivage ardoisier, cependant, recoupe le litage sous un angle ouvert en plusieurs endroits. Là, il s'agit de la zone axiale de quelques grands plis régionaux; les grains de quartz dans les lamines silteuses et sablonneuses à grain fin ont subi une recristallisation, pour devenir allongés parallèlement au clivage ardoisier qui recoupe le litage sous un angle ouvert. Le clivage de crénulation, quant à lui, recoupe le clivage ardoisier et cause un plissottement des laminations.

La texture en mosaïque, due à la recristallisation des grains détritiques, se présente dans la fraction siliceuse composée de quartz et de plagioclase. Par endroits, nous avons observé des veinules de quartz accompagné ici et là de chlorite, de séricite et de carbonate. Ces veinules sont plus anciennes que le clivage de crénulation; elles peuvent être du même âge ou plus jeunes que le clivage ardoisier.

Un échantillon d'un interlit de dolomie gris verdâtre révèle qu'il s'agit en effet d'une dolomie gréseuse à grain fin ou d'une dolomie silteuse, qui consiste en carbonate, quartz, séricite, chlorite et plagioclase (traces). La dolomie est laminée, en raison des variations dans la granulométrie et la composition. Les flocons phyllosilicatés semblent avoir une orientation préférentielle et définissent ainsi un clivage. On remarque, ici et là, de petites lentilles de carbonate plus grossier.

Dans le tableau 4, nous donnons des analyses chimiques de deux échantillons de roches sédimentaires pélitiques de la Formation de Lace Lake.

**TABLEAU 4 – Analyses des pélites vert pâle de la Formation de Lace Lake.**

| | 1 | 2 | | 1 | 2 |
|---|---|---|---|---|---|
| | % poids | | | ppm | |
| $SiO_2$ | 63.70 | 60.00 | Cu | 1500 | 110 |
| $TiO_2$ | 0.62 | 0.71 | Zn | 19 | 40 |
| $Al_2O_3$ | 18.40 | 20.40 | Pb | <0.5 | <0.5 |
| $Fe_2O_3$ | 0.35 | 1.17 | Ni | 35 | 78 |
| FeO | 0.77 | 2.96 | Co | 6 | 19 |
| MnO | 0.01 | 0.02 | Cr | 36 | 84 |
| MgO | 3.55 | 4.85 | V | 56 | 88 |
| CaO | 1.74 | 0.48 | Zr | 86 | 89 |
| $Na_2O$ | 2.83 | 3.35 | Sr | 43 | 46 |
| $K_2O$ | 2.87 | 2.89 | Ba | 810 | 680 |
| $P_2O_5$ | 0.16 | 0.04 | Rb | 140 | 110 |
| S | 0.12 | 0.02 | Nb | 10 | 9 |
| F | 0.21 | 0.14 | La | 64 | 46 |
| Cl | 0.004 | 0.01 | Y | 6 | 10 |
| PAF | 5.19 | 4.20 | U | 2 | 5 |
| | | | Th | 5 | 5 |
| | | | | g/t | |
| | | | Au | <0.5 | <0.5 |
| | | | Ag | <0.5 | <0.5 |

1. Mudrock à patine vert pâle minéralisé. Indice E (TC-129A-82).
2. Schiste vert pâle. Indice V (TC-321C-82).

## FORMATION D'ALDER (unité 4)

Dans notre région, cette formation se trouve seulement près de l'extrémité nord-ouest du lac Du Chambon et près de l'extrémité nord du lac Plissé. L'Alder est sus-jacent à la Formation de Dunphy et est surmonté par la Formation d'Uvé; les contacts ne sont cependant pas visibles. Au lac Du Chambon, il semble être en contact de faille avec le Dunphy. Dans ce secteur, notre corrélation avec l'Alder est basée sur la cartographie de Dimroth (1978) dans la région adjacente. L'épaisseur de l'Alder dans notre région n'est pas connue; Dimroth (1978) a indiqué une épaisseur de 366 m à la coupe type près du lac Chakonipau.

L'Alder est une séquence constituée surtout de grès quartzeux, de calcarénite et de dolomie, qui forment trois membres distincts. Les grès quartzeux, qui n'affleurent qu'au nord du lac Plissé, sont sus-jacents à la Formation de Lace Lake; ils sont gris-blanc en surface fraîche et se présentent en lits massifs. Les grains de quartz, arrondis, vont jusqu'à 1 mm de large. Ces grès renferment un peu de feldspath. Ils affleurent mal et leur épaisseur n'est pas connue.

Les grès quartzeux sont surmontés par une séquence de calcarénites et calcisiltites grises à patine beige pâle à brune; de telles roches sont présentes à l'extrémité nord du lac Plissé.

Au lac Du Chambon, l'Alder consiste en interlits, de 10 cm à 3 m d'épais, de dolomie stromatolitique, de dolomie massive, de dolomie gréseuse et de grès dolomitique. L'épaisseur minimum de ces roches est de 80 m. La dolomie stromatolitique, la dolomie massive et la dolomie gréseuse sont gris pâle, beige jaunâtre ou beige pâle en surface fraîche et gris pâle, jaunes ou beiges en surface altérée. Le grès dolomitique est de patine plutôt gris moyen à foncé. Les stromatolites sont typiquement en colonnes, de quelques centimètres de large et jusqu'à 25 cm de haut; ils s'élargissent vers le haut (figure 8). Chaque colonne est indépendante de sa voisine. En plan, les colonnes sont normalement de forme ovale, apparemment à cause de déformations. À un endroit, un lit de grès dolomitique montre des stratifications entrecroisées de fosse. Les fosses atteignent 60 cm de large et de 2 à 7 cm de profondeur. Dans les roches sablonneuses, les

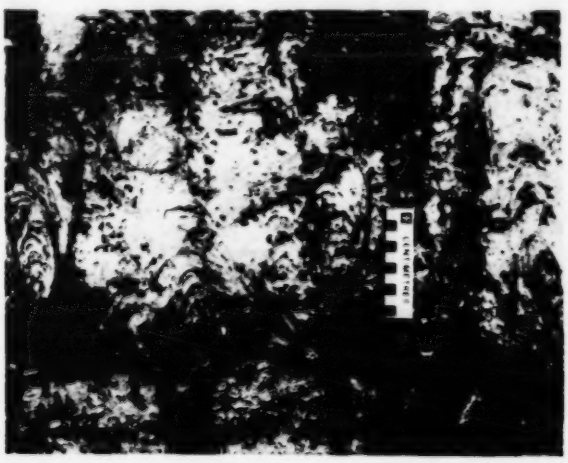


FIGURE 8 – Formation d'Alder. Stromatolites en colonnes atteignant 20 à 25 cm de haut; leur forme ovale est due à la coupe oblique. Ils sont sus-jacents à un niveau mince de dolomie gréseuse. Île du lac Du Chambon.

grains de quartz sont arrondis et mesurent 0.5 à 1 mm. À de nombreux endroits, la dolomie est recoupée par des filons et des lentilles de quartz.

La Formation d'Alder a été déposée dans un environnement marin. La présence de grès quartzeux matures à sa base suggère la proximité du littoral; ce sont peut-être des dépôts de plage ou de barre. Les roches dolomitiques sus-jacentes se sont formées dans des eaux très peu profondes, comme en font foi les stromatolites. Ces eaux étaient perturbées périodiquement par des courants marins transportant des détritus sablonneux. Dimroth (1978) a suggéré que la source des sédiments détritiques se situait à l'est de notre région.

## FORMATION D'UVÉ
**(unité 5)**

La Formation d'Uvé affleure surtout près de l'extrémité nord-ouest du lac Du Chambon. On peut la suivre vers l'est dans la région cartographiée par Dimroth (1978). Dans notre région, nous avons subdivisé l'Uvé en quatre sous-unités ou membres: mudrock et siltite, arénite quartzeuse ou quartzite blanc, grès dolomitique et dolomie. L'Uvé est très plissé dans notre région, ce qui empêche à toutes fins utiles une estimation de son épaisseur. À la coupe type près du lac Chakonipau, Dimroth (1978) a mesuré 115 m, dont 55 m de mudrock, siltite et dolomie interlités, à la base, et 60 m de dolomie, au sommet.

À la base de l'Uvé, nous avons observé une séquence de mudrock et de siltite. Le contact avec l'Alder est visible sur la rive nord du lac Du Chambon; la polarité y est confirmée par des stromatolites et des stratifications entrecroisées dans la dolomie d'Alder adjacente. Les roches argileuses, gris moyen à foncé et à patine grise, sont laminées à l'échelle centimétrique. Elles renferment des interlits, atteignant 20 cm d'épais, de dolomie à patine beige brunâtre; la dolomie représente environ 10 % de la séquence. L'épaisseur apparente de cette séquence basale est d'au moins 25 m, mais une répétition des couches par du plissement est possible.

Les roches argileuses sont surmontées par de l'arénite quartzeuse ou du quartzite blanc, accompagnés de nombreux interlits de grès dolomitique et de dolomie gréseuse. Typiquement, l'arénite quartzeuse et les roches dolomitiques sont en proportions à peu près égales. L'épaisseur des lits va de quelques centimètres à 1 m. L'arénite quartzeuse, à patine blanche ou grise, est laminée en raison des variations dans la quantité de carbonate dans le ciment. La granulométrie est d'environ 0.5 mm. Localement, l'arénite renferme quelques cristaux de pyrite. L'épaisseur de ce membre, mal connue, pourrait se chiffrer autour de 10 m.

Par une diminution du nombre d'interlits d'arénite quartzeuse, on passe au membre sus-jacent, du grès dolomitique blanc ou beige pâle à surface altérée gris foncé à noire, avec interlits de dolomie à patine beige ou grise. Le grès dolomitique, en lits de quelques centimètres à 2 m d'épais, est laminé ou massif; il montre localement des stratifications entrecroisées. La granulométrie du quartz est de 1-2 mm. Des interlits et des lentilles, de 1 à 10 cm d'épais, de dolomie laminée à patine beige à grise sont communs. L'épaisseur de ce membre semble se situer entre 10 et 20 m.

Le membre supérieur de l'Uvé consiste en dolomie massive, gris moyen à pâle, à patine beige, brun orange ou brun chocolat. La dolomie n'est pas stromatolitique; constituée de grains atteignant 0.5 mm de taille, elle est plus grossière que les dolomies plus basses dans la séquence. En plusieurs endroits, elle est légèrement gréseuse et peut renfermer des interlits minces de mudrock gris à vert. Ici et là, surtout près du lac Du Chambon, nous avons remarqué des interlits (jusqu'à 2 m d'épais) et des lentilles de chert ou de chert argileux gris moyen, gris foncé ou noir. Des interlits d'ardoise gris foncé à noire sont abondants près du contact avec la Formation de Du Chambon sus-jacente. Des filons irréguliers de quartz blanc sont très abondants par endroits (figure 9). Nous avons également observé des filons de carbonate grossier, dont un renfermant des cubes de pyrite. La dolomie contient elle-même un peu de pyrite disséminée par endroits. De plus, nous avons vu des traces de chalcopyrite dans un filon de quartz et environ 1 % de pyrite dans un interlit mince de mudrock laminé vert.

La Formation d'Uvé a été déposée dans un environnement marin, probablement sous des conditions semblables à celles de la Formation d'Alder. Le dépôt de matériel argileux et de chert gris, noir et vert suggère des conditions périodiquement réductrices. L'absence de stromatolites fait croire à l'absence d'un environnement de batture propice à la croissance algaire, tel que celui

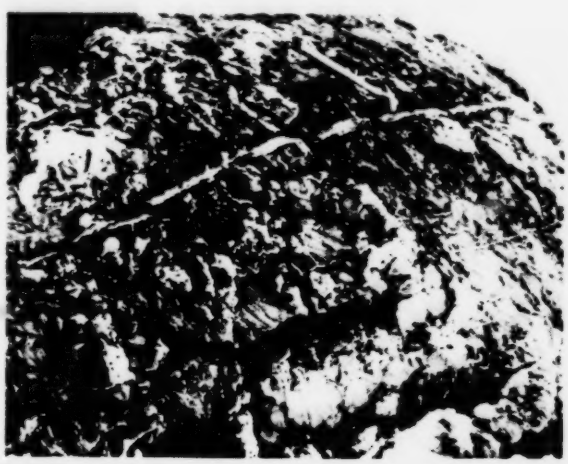


FIGURE 9 – Formation d'Uvé. Dolomie grise à patine beige renfermant d'abondants filons et amas irréguliers de quartz blanc. La dolomie de la photo contient des traces de pyrite et de chalcopyrite, surtout dans des filons de quartz (± calcite). Extrémité nord-ouest du lac Du Chambon.

qui a caractérisé le dépôt des dolomies d'Alder. Dimroth (1978) a postulé que la source des couches arénacées se situait à l'est de notre région.

## FORMATION DE DU CHAMBON (unité 6)

Nous avons cartographié la Formation de Du Chambon près de l'extrémité nord-ouest du lac Du Chambon. Dimroth (1978) a soulevé la possibilité que la formation soit corrélative avec la Formation de Romanet, plus à l'est, et que l'une passe graduellement à l'autre.

La Formation de Du Chambon consiste surtout en ardoise. La zone de contact entre les Formations de Du Chambon et d'Uvé est caractérisé par un interlitage, à l'échelle de 10 cm à 1 m, d'ardoise, de dolomie et de chert. La dolomie est gris foncé et à patine brun-noir. L'ardoise de Du Chambon, bien plissée, est gris foncé à noire et est communément graphitique. Le clivage ardoisier est communément ondulant en raison d'un clivage de crénulation qui le recoupe. Ici et là, l'ardoise est recoupée par des filons de quartz de 2 à 15 cm de large. Par endroits, elle présente une surface rouillée due tant à des veinules millimétriques de pyrite tapissant le clivage ardoisier qu'à de la pyrite disséminée. Nous avons décelé de rares traces de chalcopyrite dans les veinules pyriteuses.

Dans le tableau 5 nous présentons une analyse (n° 1) d'un échantillon typique de l'ardoise. Soulignons les valeurs élevées en Cr, V et Ba.

Des amas de brèche sont associés à la Formation de Du Chambon près de l'extrémité nord-ouest du lac Du Chambon. Une brèche semblable se trouve près de la rivière Romanet, à la longitude 68°00', au sein de la Formation de Romanet. Nous pensons que l'emplacement de ces roches s'est produit tardivement, et les avons classées dans l'unité 12 (voir aussi Kearvell, 1985).

## FORMATION DE ROMANET (unité 7)

Tel que mentionné précédemment, cette formation est probablement corrélative avec la Formation de Du Chambon (Dimroth, 1978). Nous l'avons cartographiée au sud de la rivière Romanet, à l'est de la longitude 68°00'.

La Formation de Romanet est formée surtout d'ardoise; elle comprend également du grauwacke, du grès quartzeux, du basalte et du conglomérat. L'ardoise, gris foncé à noire et graphitique, est semblable à celle de la Formation de Du Chambon. Le grauwacke, assez abondant, est interlité avec l'ardoise en couches minces à épaisses (10 cm à plusieurs mètres). Il est gris foncé et de granulométrie moyenne à grossière; il renferme des grains arrondis de quartz gris à bleu mesurant de 1 à 2 mm. Par endroits, on peut voir des niveaux conglomératiques atteignant 3 m d'épais, à cailloux de quartz, subanguleux à subarrondis, atteignant 1 cm de diamètre. Plus rarement, on remarque des fragments de mudrock noir. Plutôt rares aussi, sont des interlits dolomitiques à patine brune, de 30 à 50 cm d'épais; ils forment locale-

**TABLEAU 5 – Analyses des pélites des Fomations de Du Chambon, de Mistamisk et de Bacchus.**

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | % poids | | | | ppm | |
| $SiO_2$ | 62.20 | 59.10 | 54.10 | Cu | 26 | 11 | 28 |
| $TiO_2$ | 0.96 | 0.74 | 0.63 | Zn | 38 | 38 | 29 |
| $Al_2O_3$ | 17.30 | 19.00 | 16.10 | Pb | 7 | 9 | 1 |
| $Fe_2O_3$ | 3.91 | 5.59 | 2.16 | Ni | 5 | 8 | 5 |
| FeO | <0.01 | <0.01 | 0.93 | Co | <0.3 | 3 | 3 |
| MnO | <0.01 | <0.01 | 0.04 | Cr | 200 | 200 | 130 |
| MgO | 2.24 | 1.68 | 3.49 | V | 220 | 170 | 130 |
| CaO | 0.22 | 0.89 | 1.36 | Zr | <5 | 150 | 150 |
| $Na_2O$ | 2.42 | 1.48 | 2.15 | Sr | 83 | 48 | — |
| $K_2O$ | 2.67 | 4.30 | 3.19 | Ba | 1400 | 830 | — |
| $P_2O_5$ | <0.03 | 0.08 | <0.03 | Rb | 16 | 190 | — |
| $CO_2$ | 10.40 | 10.60 | — | Nb | <5 | 6 | — |
| S | 0.03 | 0.05 | — | La | 6 | 25 | — |
| F | 0.12 | 0.07 | — | Y | <5 | 13 | — |
| Cl | 0.008 | 0.06 | — | U | 2 | 2 | 3 |
| PAF | 7.06 | 7.16 | 14.80 | Th | 5 | <5 | 15 |
| | | | | | g/t | | ppb |
| | | | | Au | <0.5 | <0.5 | <15 |
| | | | | Ag | <0.5 | <0.5 | <250 |

1. Ardoise gris foncé à noire, graphitique, Fm de Du Chambon. Extrémité NW du lac Du Chambon (TC-70-82).
2. Mudstone gris foncé à noir, Formation de Mistamisk. SW du lac Du Chambon, (TC-80E-82).
3. Ardoise noire, Fm. de Bacchus, sous la zone minéralisée. Indice R (Delhi Pacific) (TC-92-83).

— Non déterminé

ment jusqu'à 20 % de la roche. Ici et là, le grauwacke renferme de la pyrite disséminée, en cubes pouvant atteindre 2 cm.

Nous n'avons rencontré le grès quartzeux qu'en un seul endroit (longitude 67°58'); il s'agit d'un horizon de quelques mètres d'épais. La roche, gris moyen à blanche et à patine blanche, est constituée de grains de quartz arrondis mesurant environ 0.5 mm; elle renferme quelques cubes de pyrite.

Un important composant de cette formation est le basalte, qui forme des horizons atteignant plusieurs mètres d'épais. Tantôt massif, tantôt en coussinets, il est localement associé avec du gabbro à grain moyen. À un endroit, nous avons vu un horizon de basalte schisteux; l'horizon, qui a environ 18 m d'épais, est constitué de coussins allongés (par exemple, 3 m × 0.6 m). Cet horizon, que nous n'avons pas vu ailleurs, est en contact avec du grauwacke à cailloux et de l'ardoise. À un autre endroit (longitude 67°59.3'), le basalte est massif, gris moyen, et renferme un peu (moins de 0.5 %) de chalcopyrite disséminée. La chalcopyrite est aussi associée avec des lentilles de calcite et des filons de roche grossière à quartz, feldspath, ankérite et chlorite.

Le Romanet renferme un amas de brèche (unité 12) semblable à ceux dans la Formation de Du Chambon.

Nous pensons que la Formation de Romanet est formée de dépôts turbiditiques. La présence de grauwacke et de grès quartzeux suggère des conditions de dépôt plus proximales que celles de la Formation de Du Chambon. Si la corrélation des Formations de Romanet et de Du Chambon est correcte, la source du matériel détritique des deux formations se situerait à l'est de notre région et la direction de transport aurait été vers l'ouest.

## FORMATION DE BACCHUS
## (unité 8)

Nous n'avons pas vu assez de roches de cette formation pour permettre une étude poussée; pour plus de détails, le lecteur devra se référer à Dimroth (1978). Cet auteur souligne que l'interprétation du Bacchus constitue un problème très complexe. Étant donné que le Bacchus surmonte, selon les endroits, les Formations de Chakonipau, de Portage, de Dunphy et de Lace Lake, Dimroth a postulé une discordance d'érosion entre le Bacchus et les unités sous-jacentes. Selon lui, une telle discordance se trouve au moins dans le secteur entre les lacs Romanet et Otelnuk, au nord de 56°, c'est-à-dire sous le Bacchus au sud-ouest de notre région (Dimroth, 1978, pages 167-168).

Dans notre région, le contact Lace Lake-Bacchus n'est pas exposé et nous ne pouvons dire s'il s'agit d'un contact normal, discordant ou faillé.

Le Bacchus est surmonté, dans notre région, par la Formation de Mistamisk. Étant donné que les lithologies des deux formations sont très semblables, Dimroth a établi leur contact arbitrairement. Nous avons reproduit ce contact sur notre carte.

Le Bacchus de notre région consiste surtout en basalte, en ardoise noire, graphitique ici et là, et en grauwacke noir. Ces roches sont interstratifiées avec des unités de gabbro. Dimroth (1978) a souligné que les unités de gabbro représentent des filons-couches basiques et des coulées épaisses de basalte, et qu'il est souvent impossible de faire la distinction entre variétés extrusives et intrusives.

Les unités de basalte que nous avons cartographiées consistent en bandes alternantes de lave à coussins et de coulées massives (ou de gabbro). L'épaisseur de ces bandes est de 10 à 20 m. Une analyse chimique d'un basalte coussiné apparemment frais est donnée au tableau 6. Il s'agit, selon la classification de Irvine et Baragar (1971), d'un basalte tholéiitique et, selon celle de Jensen (1976), d'un basalte tholéiitique à forte teneur en magnésium (figures 5c et 5d).

L'épaisseur des horizons sédimentaires entre les unités ignées varie de 10 à 15 m. Ces horizons consistent en ardoise noire, en grauwacke noir de grain fin à moyen et en wacke à quartz gris. Les ardoises sont caractérisées par un clivage ardoisier et un ou plusieurs clivages de crénulation. À un endroit, nous avons observé quelques lits minces de dolomie blanche et de chert gris pâle. Les ardoises et les grauwackes se présentent en interlits atteignant 50 cm d'épais. Les ardoises sont couramment laminées et les grauwackes exhibent un granoclassement par endroits. À une localité, le wacke à quartz se présente en lits granoclassés épais (2 à 3 m) renfermant des grains de quartz bleu de 0.5 à 3 mm de large. Dans le tableau 5, nous donnons une analyse chimique (n° 3) d'une ardoise noire située à l'indice R (Delhi Pacific).

Au nord du lac du Coude, de petites quantités de pyrite, de chalcopyrite et de malachite se trouvent dans des fissures recoupant les sédiments (voir GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE, indice N).

## FORMATION DE MISTAMISK
## (unité 9)

Cette formation surmonte le Bacchus, mais, comme nous l'avons indiqué plus haut, le contact a été établi arbitrairement. Le Mistamisk se trouve principalement à l'extérieur du compartiment faillé Mistamisk-Romanet; cependant, près de l'extrémité nord du lac Mistamisk, on le trouve aussi à l'intérieur de ce compartiment (Dimroth, 1978; Dressler, 1979). Près du lac Mistamisk, son contact avec les formations plus anciennes est masqué par le mort-terrain.

Bien que nous n'ayions pas étudié le Mistamisk en détail, nous avons pu constater que sa lithologie est variée. La formation comprend surtout des roches volcaniques: basalte massif ou en coussins, brèche et tuf. Les basaltes ressemblent à ceux de la Formation de Bacchus.

Nous avons vu plusieurs variétés de roches pyroclastiques. Ainsi, au sud-ouest du lac Du Chambon, dans la séquence de basalte massif et de brèches interlités que nous avons cartographiée, on trouve une variété de brèche qui consiste en fragments subanguleux, de 1 à 20 mm, de composition basique à intermédiaire dans une matrice fine (voir tableau 6, analyse n° 2). La plupart des fragments, vert pâle et à patine blanche à grise, sont allongés à équidimensionels; ils exhibent communément une bordure d'altération. La roche renferme aussi des fragments vésiculaires gris foncé ovoïdes, allant jusqu'à 20 cm de large. La composition de la brèche, selon la classification de Irvine et Baragar (1971), est celle d'un basalte tholéiitique. Selon Jensen (1976), elle est celle d'un basalte tholéiitique à forte teneur en magnésium (figures 5c et 5d). Cette brèche est plutôt massive; néanmoins, il semble y avoir, à l'échelle de l'affleurement, des variations dans la grosseur des fragments.

Nous avons trouvé une seconde variété de brèche. De composition intermédiaire à acide, cette brèche consiste en fragments cherteux gris-noir dans une matrice vert pâle à grise. Les fragments, dont la taille varie entre quelques millimètres et 10 cm, sont arrondis à anguleux. Ils contiennent de la pyrite disséminée ou sont enrobés par celle-ci. La pyrite remplit également de petites fissures. La brèche est accompagnée de mudrock ou de tuf laminé gris ou gris verdâtre renfermant de la pyrite à grain très fin suivant le litage; de la pyrite se trouve aussi dans des filons millimétriques recoupant le litage.

Cette succession de lave, de brèche et de tuf repose sur une séquence, dont l'épaisseur est estimée à 90 m, d'ardoise noire graphitique, de siltite, de lave intermédiaire, de grauwacke noir et de wacke arkosique. Les ardoises, les siltites et les grauwackes noirs sont communément interlaminés à l'échelle de 1-5 mm (jusqu'à 60 cm). Vers le bas de la séquence, les lits de grès deviennent plus épais et plus abondants, et leur couleur tourne au gris. Ils ont jusqu'à 3 m d'épais et sont séparés les uns des autres par des horizons, de 8 cm à 1 m d'épais, de grès arkosique plus fin. Les horizons fins montrent des laminations entrecroisées de ride tandis que les lits épais semblent massifs. Les grès gris sont des wackes arkosiques et sont à grain moyen; ils contiennent ici et là de petits fragments d'ardoise noire. De la pyrite se présente en filons minces dans des fissures. Nous avons vu un lit épais de wacke arkosique renfermant des amas disséminés, de 2 mm, de pyrrhotite et de chalcopyrite. La composition d'un mudstone gris foncé à noir appartenant au Mistamisk (au SW du lac Du Chambon) est présentée dans le tableau 5 (analyse n° 2).

À la limite nord-ouest de notre région, le Mistamisk consiste en lave basaltique massive et à coussins, en roches massives ou laminées felsiques, en brèche, en ardoise noire et en chert noir. Certaines de ces lithologies sont associées à une minéralisation cuprifère (voir GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE, indice B).

**TABLEAU 6 – Analyses de roches volcaniques des Formations de Bacchus et de Mistamisk**

| | 1 | 2 | | 1 | 2 | | 1 | 2 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % poids | | | ppm | | Compositions normatives (cations) | | |
| $SiO_2$ | 50.10 | 47.50 | Cu | 97 | 53 | Q | 0.00 | 0.00 |
| $TiO_2$ | 1.12 | 0.79 | Zn | 69 | 130 | Or | 0.65 | 0.60 |
| $Al_2O_3$ | 14.90 | 14.70 | Pb | <0.5 | <0.5 | Ab | 27.86 | 19.63 |
| $Fe_2O_3$ | 2.57 | 12.60* | Ni | 110 | 110 | An | 27.03 | 32.20 |
| FeO | 7.85 | — | Co | 35 | 36 | Ne | 0.00 | 0.00 |
| MnO | 0.18 | 0.18 | Cr | 400 | 400 | Di | 12.80 | 6.30 |
| MgO | 8.26 | 9.43 | V | 280 | 240 | He | 4.76 | 2.62 |
| CaO | 9.79 | 8.31 | Zr | 64 | 41 | En | 13.59 | 23.53 |
| $Na_2O$ | 3.06 | 2.07 | Sr | 100 | 85 | Fs | 5.05 | 9.78 |
| $K_2O$ | 0.11 | 0.10 | Ba | 20 | 40 | Fo | 2.37 | 0.58 |
| $P_2O_5$ | 0.05 | <0.03 | Rb | 7 | 10 | Fa | 0.88 | 0.24 |
| S | 0.18 | 0.25 | Nb | <5 | <5 | Mt | 2.72 | 2.45 |
| F | 0.02 | 0.02 | La | <5 | 8 | Il | 1.58 | 1.17 |
| Cl | 0.04 | 0.03 | Y | 14 | 9 | Ap | 0.10 | 0.04 |
| PAF | 2.45 | 3.66 | U | 3 | <2 | Po | 0.62 | 0.87 |
| | | | Th | <5 | <5 | | | |
| | | | | g/t | | | | |
| | | | Au | <0.5 | <0.5 | | | |
| | | | Ag | <0.5 | <0.5 | | | |

1. Basalte coussiné frais, Fm de Bacchus. Indice R (Delhi Pacific); l'échantillon a été prélevé à 20 m au-dessus de la zone fortement altérée (TC-288-82).
2. Brèche pyroclastique basique, Fm de Mistamisk, SW du lac Du Chambon (TC-32-82).

— Non déterminé

* Fe total exprimé comme $Fe_2O_3$.

## GROUPE DE MONTAGNAIS
**(unité 10)**

Le terme « Groupe de Montagnais » n'a pas de valeur stratigraphique puisqu'il regroupe toutes les roches gabbroïques de la Fosse, peu importe leur âge. De plus, il semble que certaines bandes de gabbro consistent en fait de roches volcaniques effusives de texture gabbroïque (Dimroth, 1978). De telles roches devraient donc être incluses dans la formation où elles se trouvent. À cause du doute quant à l'origine de beaucoup de bandes de gabbro, le nom de Groupe de Montagnais est utilisé pour plus de simplicité.

Dans notre région, le gabbro affleure surtout sur les plateaux au nord et au sud de la vallée Mistamisk-Romanet. Il est donc intercalé dans les roches volcaniques et sédimentaires des Formations de Bacchus et de Mistamisk. Nous avons très peu étudié ces gabbros; pour plus de détails le lecteur devra consulter Dimroth (1978).

Nous avons trouvé un peu de gabbro au sein des roches sédimentaires de la vallée dans le secteur au nord-ouest du lac Du Chambon. Il s'en présente communément, dans la vallée, en intercalations dans les roches sédimentaires de la Formation de Bacchus près de la rivière Romanet, à l'est de la longitude 67°58′. Là, le gabbro est de grain moyen à grossier et de texture subophitique ou, plus rarement, ophitique. Nous n'avons pas remarqué de grandes différences entre ce gabbro et celui dans les plateaux à l'extérieur de la vallée. À plusieurs endroits, nous avons remarqué une altération, surtout siliceuse, des sédiments en contact avec les gabbros.

## MEIMECHITE
**(unité 11)**

Sur la rive ouest du lac Plissé, un petit amas de meimechite fait intrusion dans les ardoises de la Formation de Du Chambon. Cet amas est lié aux intrusions alcalines du lac Castignon (Dimroth, 1970b). Celles-ci ont probablement été emplacées au cours du dépôt de la Formation de Sokoman (Dressler, 1979). Une description sommaire de la meimechite du lac Plissé est présentée plus loin (voir GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE, indice J).

## BRÈCHES ET FILONS ALBITIQUES
**(unité 12)**

Dans le secteur près des indices O, P et Q sur la rivière Romanet (voir GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE), nous avons observé des amas et des filons albitiques; deux des amas sont bréchiques et cartographiables; les autres sont plus petits. Quant aux filons, ils sont nombreux. Près du lac du Coude, de nombreux blocs erratiques de composition albitique suggèrent une distribution encore plus vaste que celle actuellement connue. D'autres occurrences de brèche sont connues à l'indice R et au SE de l'indice S, en bordure de la rivière. De plus, on connait de nombreuses roches laminées riches en plagioclase à l'indice R, ainsi que des filons albitiques aux indices D, G, H, M et V (voir GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE).

Kearvell (1985) a reconnu deux types de brèches:
- une brèche à matrice albitique;
- une brèche à matrice carbonatée.

La brèche à matrice albitique se présente sous forme d'amas irréguliers ou de dykes, localisés surtout à des contacts lithologiques et près de failles (figures 10 et 11). Les amas mesurent de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de large; le dyke bréchique au sud de l'indice M a plus d'un kilomètre de long. Les fragments, pluricentimétriques et à patine blanche, sont arrondis ou anguleux et en contact les uns avec les autres. Ils exhibent une orientation préférentielle par endroits. Nous avons observé, au nord de l'indice O, des fragments tabulaires de mudrock ou de siltite verdâtre à clivage ardoisier (figure 12). Atteignant 30 cm de long, ces fragments sont sillonnés de veinules prenant naissance dans la matrice de la brèche. Au sud de l'indice M, une brèche renferme des enclaves de basalte. Kearvell (1985)

FIGURE 10 – Brèche à matrice albitique dans la Formation de Du Chambon. Fragments de roche albitique granoblastique atteignant 6 cm de large dans une matrice albitique renfermant des cubes centimétriques de pyrite. Près de l'extrémité nord-ouest du lac Du Chambon.

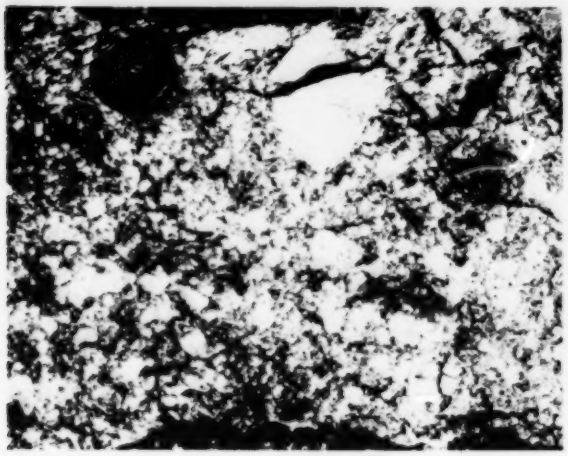


FIGURE 11 – Brèche. Fragments albitiques anguleux dans une matrice d'actinote, de chlorite et de plagioclase renfermant des filons et des disséminations de chalcopyrite et de pyrite. Au contact entre un amas de gabbro et des ardoises gris foncé à noires. Près de la rivière Romanet, à la longitude 67°56'36" – Indice Q.

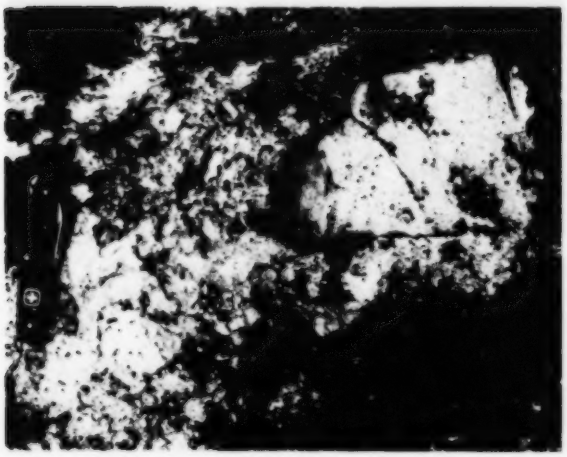


FIGURE 12 – Fragment tabulaire de mudrock ou de siltite verdâtre à clivage ardoisier dans une brèche à matrice albitique. 150 m au nord de l'indice O.

a également rapporté la présence, par endroits, de fragments de gabbro et de roche granitoïde ou arkosique.

Les enclaves à patine blanche consistent surtout en albite à grain fin; la matrice, un peu plus grossière, est composée d'albite, accompagnée de carbonate, de chlorite, d'actinote et de quartz. Une analyse d'une brèche située à l'indice P est présentée dans le tableau 7 (analyse n° 1). Les grains de ces roches sont fortement suturés, témoignant ainsi d'une recristallisation poussée. D'après la texture, il semblerait que la composition albitique des fragments ait été établie avant leur emplacement final. Il

**TABLEAU 7 – Analyses des brèches et des filons albitiques.**

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| | | % poids | | |
| $SiO_2$ | 55.40 | 16.00 | 67.00 | 63.40 |
| $TiO_2$ | 0.53 | 0.15 | 0.62 | 0.60 |
| $Al_2O_3$ | 13.40 | 4.74 | 20.20 | 21.00 |
| $Fe_2O_3$ | 2.11 | 10.00* | 0.14 | 0.77 |
| FeO | 6.24 | — | 0.18 | 1.61 |
| MnO | 0.06 | 0.27 | 0.02 | 0.02 |
| MgO | 4.88 | 12.60 | 0.13 | 1.34 |
| CaO | 5.65 | 19.60 | 0.48 | 0.79 |
| $Na_2O$ | 4.56 | 1.25 | 11.20 | 8.76 |
| $K_2O$ | 0.45 | 0.87 | 0.11 | 1.03 |
| $P_2O_5$ | 0.07 | <0.03 | 0.06 | <0.03 |
| S | 0.02 | 5.60 | 0.03 | 0.12 |
| Cl | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 |
| F | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.02 |
| PAF | 6.63 | 25.10 | 0.62 | 2.34 |
| | | ppm | | |
| Cu | 10 | 18 | 9 | 720 |
| Zn | 70 | 26 | 12 | 17 |
| Pb | <0.5 | 6 | <0.5 | 2 |
| Co | 19 | 89 | 1 | 24 |
| Ni | — | 49 | — | — |
| U | <2 | 5 | 3 | 2 |
| Th | 5 | <5 | 14 | 24 |
| Ba | 28 | 160 | 64 | 250 |
| Rb | 52 | 43 | 10 | 40 |
| Sr | 25 | 94 | 58 | 49 |
| Sn | 1 | <1 | <1 | <1 |
| Mo | <3 | <3 | <3 | <3 |
| Ta | <20 | <20 | 35 | <20 |
| Nb | 7 | 5 | 6 | 10 |
| B | 62 | <187 | 47 | |
| Y | 5 | 25 | 5 | 7 |
| Zr | 170 | 61 | 83 | 140 |
| | | ppb | | |
| Au | <5005 | <500 | <5005 | <500 |
| Ag | <500 | <500 | <500 | <500 |
| | | Compositions normatives (cations) | | |
| Q | — | — | 0.39 | 3.96 |
| C | — | — | 1.01 | 4.29 |
| Or | — | — | 0.62 | 5.89 |
| Ab | — | — | 95.02 | 75.87 |
| An | — | — | 1.76 | 3.68 |
| Ne | — | — | 0.00 | 0.00 |
| Di | — | — | 0.00 | 0.00 |
| He | — | — | 0.00 | 0.00 |
| En | — | — | 0.34 | 3.57 |
| Fs | — | — | 0.00 | 0.71 |
| Fo | — | — | 0.00 | 0.00 |
| Fa | — | — | 0.00 | 0.00 |
| Ru | — | — | 0.31 | 0.00 |
| Mt | — | — | 0.00 | 0.78 |
| Il | — | — | 0.20 | 0.80 |
| Hm | — | — | 0.09 | 0.00 |
| Ap | — | — | 0.16 | 0.04 |
| Po | — | — | 0.10 | 0.40 |

1. Brèche à matrice albitique. Indice P (TC-30-10-81).
2. Brèche à matrice carbonatée, renfermant des cubes de pyrite. 0.1 km au sud de l'indice S (TC-277-82).
3. Filon albitique à grain grossier. Indice P (TC-231A-82).
4. Filon albitique à enclaves de pélite, renfermant de la chalcopyrite disséminée. 0.5 km à l'ESE de l'indice P (TC-252B-82).

— Non déterminé

* Fe total exprimé comme $Fe_2O_3$.

se peut que la composition actuelle des fragments soit le résultat d'un métasomatisme complet du protolithe.

La brèche à matrice carbonatée est, selon Kearvell (1985), polymicte et renferme des enclaves de la brèche à matrice albitique. La matrice consiste en carbonate à grain grossier et à patine brun-orange. Kearvell considère que ce type de brèche est le produit d'une rebréchification de la brèche à matrice albitique. Une analyse d'une brèche à matrice carbonatée est donnée au tableau 7 (analyse n° 2).

Les filons feldspathiques, dont la largeur va de 1 cm à 2 m, s'altèrent en blanc et sont par endroits à grain grossier (plusieurs millimètres) et de texture pegmatitique (figure 13). Ils sont irréguliers ou linguiformes en plusieurs endroits. Le matériel felsique contient, dans plusieurs cas, des enclaves anguleuses des roches encaissantes. Dans le tableau 7 (analyse n° 4), nous donnons la composition d'un filon à enclaves situé à l'ESE de l'indice P. Le filon est contaminé par la présence de fragments de roches sédimentaires partiellement assimilées (figure 14). Il renferme également un peu de chalcopyrite disséminée. L'abondance des filons dans les roches sédimentaires augmente vers les contacts des intrusions gabbroïques; celles-ci ont aussi été injectées par des filons, mais à un moindre degré. Les filons semblent être associés à une altération des roches sédimentaires; celles-ci passent du gris ou du noir au vert ou au gris-vert. À un endroit (0.5 km à l'ESE de l'indice P), il est clair que cette altération est plus jeune que le deuxième clivage, qui est un clivage de crénulation (figure 15). Des filons albitiques de largeur pluricentimétrique ont été injectés le long de ce clivage. Des veines de quartz sont ici et là associées à ces filons albitiques, mais certaines sont nettement plus jeunes.

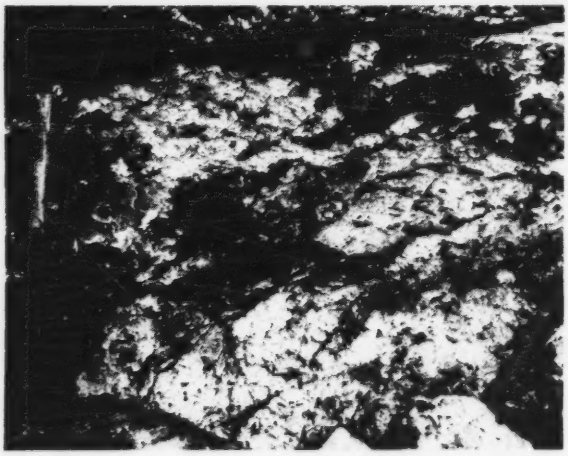


FIGURE 13 – Mudrock laminé schisteux à patine gris-vert, injecté de nombreux filons et amas linguiformes albitiques (blanc sur la photo). Indice P, sur la rive nord de la rivière Romanet.

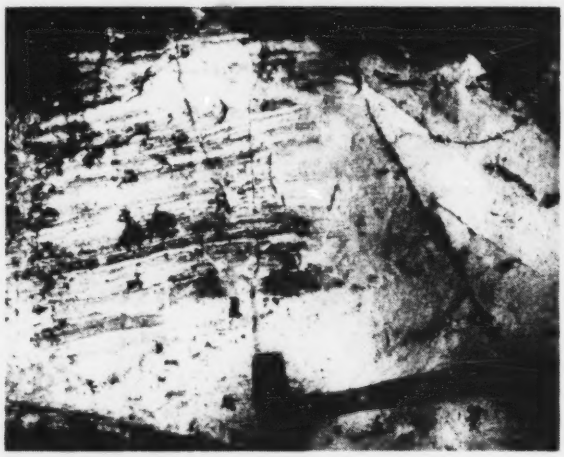


FIGURE 14 – Roche sédimentaire laminée partiellement entourée et assimilée par de la roche filonienne albitique. 0.5 km à l'ESE de l'indice P.

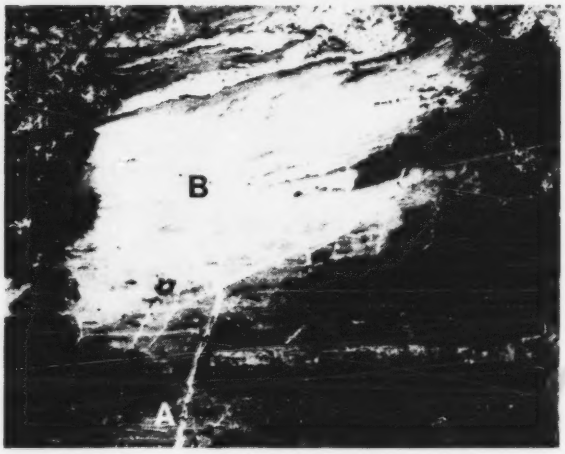



FIGURE 15 – Siltites de la Formation de Bacchus passant d'un gris moyen (A) à un vert pâle (B), dans une zone d'altération de 0.3 m de large qui suit un clivage de crénulation. Rive nord de la rivière Romanet, à 0.5 km au sud-est de l'indice P.

À 400 m à l'ouest de l'indice P, les ardoises du Lace Lake ont été injectées de très nombreux filons, lentilles et amas linguiformes à patine blanche (figure 16). Ces filons consistent en feldspath et, accessoirement, en quartz. Ils sont généralement parallèles au clivage ardoisier; par endroits, ils montrent des plis isoclinaux, avec le clivage ardoisier parallèle au plan axial. À cet endroit, donc, les filons semblent plus vieux que la première déformation.

Dans le chapitre de la GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE, nous décrivons en détail quelques-unes des bandes albitiques qui semblent avoir un lien avec la minéralisation cuprifère (indices P, Q et R); nous y référons le lecteur.

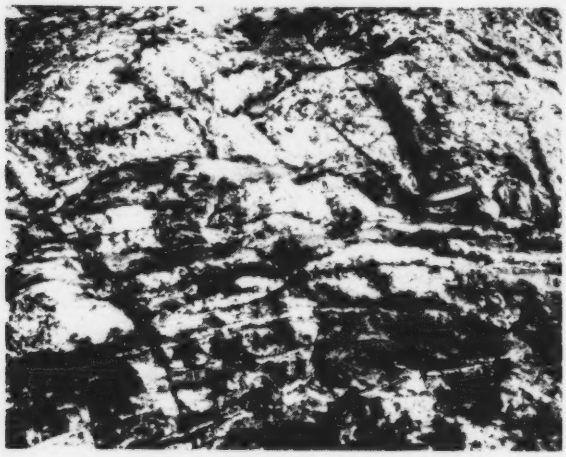


FIGURE 16 – Siltite à patine vert grisâtre de la Formation de Lace Lake renfermant de nombreux filons constitués de feldspath et, accessoirement, de quartz. Les filons montrent des plis isoclinaux avec un clivage ardoisier parallèle au plan axial. Rive nord de la rivière Romanet, à 1.0 km au sud-est du lac du Coude.

Des filons feldspathiques sont aussi présents à l'indice de Tache Lake Mines (indice O) et à l'indice G.M. (indice V).

## Altérations

À l'indice Delhi Pacific (indice R), les basaltes et les gabbros ont été fortement altérés près de la faille principale. Le basalte non altéré est de couleur gris verdâtre en surface fraiche et vert grisâtre pâle en surface altérée. À un endroit, un dyke de brèche, d'environ 6 m d'épais, est situé dans le plan de la faille, en contact avec le basalte. Cette brèche, dont les fragments sont albitiques, appartient à notre unité 12. Jusqu'à une distance de quelques mètres de la brèche, le basalte, très altéré, est de patine gris verdâtre; il montre des bandes finement laminées de couleur crème. Le basalte altéré renferme des traces de pyrrhotite et de chalcopyrite. À un autre endroit, le gabbro à 5 m au nord de la faille principale a également été fortement altéré. Il exhibe des bandes de roche altérée leucocrate qui, subséquement, ont été fracturées. La roche altérée renferme localement des sulfures de cuivre.

Dans le tableau 8, nous comparons les analyses de basalte et de gabbro altérés avec celles des mêmes roches non altérées. On constate, dans les roches altérées, les changements chimiques suivants:

- Une augmentation de $SiO_2$, $Al_2O_3$ et $Na_2O$;
- Une diminution importante de Fe (total) et de MgO;
- Une légère augmentation de CaO dans le basalte, mais une chute de CaO dans le gabbro.

L'altération de ces roches semble avoir provoqué la destruction des minéraux ferromagnésiens et la formation de feldspath sodique (voir les changements dans les compositions normatives, tableau 8). Les résultats des

**TABLEAU 8 – Analyses de roches fraîches et altérées de l'indice R (Delhi Pacific).**

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| | | % poids | | |
| $SiO_2$ | 48.50 | 51.00 | 50.70 | 55.80 |
| $TiO_2$ | 1.07 | 0.93 | 0.73 | 1.11 |
| $Al_2O_3$ | 14.20 | 16.40 | 13.80 | 21.20 |
| $Fe_2O_3$ | 2.96 | 4.91* | 2.08 | 1.85 |
| FeO | 7.59 | — | 9.01 | 2.32 |
| MnO | 0.18 | 0.09 | 0.15 | 0.07 |
| MgO | 8.18 | 3.87 | 7.89 | 4.06 |
| CaO | 11.80 | 13.20 | 10.30 | 4.79 |
| $Na_2O$ | 2.20 | 4.12 | 2.92 | 7.63 |
| $K_2O$ | 0.10 | 0.31 | 0.24 | <0.04 |
| $P_2O_5$ | 0.12 | 0.09 | <0.03 | 0.13 |
| S | 0.03 | 0.31 | 0.03 | 0.04 |
| PAF | 2.19 | 3.38 | 1.85 | 2.30 |
| | | ppm | | |
| Cu | 17 | 110 | 36 | 43 |
| Zn | 91 | 21 | 73 | 53 |
| Pb | <0.5 | <0.5 | 3 | |
| Ni | 110 | 46 | 79 | 100 |
| Co | 38 | 10 | 36 | 5 |
| Cr | 310 | 66 | 95 | 250 |
| V | 310 | 250 | 260 | 160 |
| Zr | 48 | 150 | 30 | 260 |
| Mo | <3 | <3 | <3 | <3 |
| U | 2 | <2 | <2 | 2 |
| Th | <5 | 6 | <5 | 18 |
| | | ppb | | |
| Au | <15 | <15 | <15 | <15 |
| Ag | — | — | — | — |
| | | Compositions normatives (cations) | | |
| Q | 0.00 | 0.55 | 0.00 | 0.00 |
| C | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.23 |
| Or | 0.59 | 1.93 | 1.48 | 0.17 |
| Ab | 20.48 | 38.51 | 26.77 | 62.42 |
| An | 29.64 | 26.39 | 24.38 | 22.26 |
| Ne | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.46 |
| Di | 17.17 | 22.26 | 14.49 | 0.00 |
| He | 7.07 | 0.00 | 7.73 | 0.00 |
| En | 13.38 | 0.00 | 11.62 | 0.00 |
| Fs | 5.51 | 0.00 | 6.20 | 0.00 |
| Fo | 1.08 | 0.00 | 2.55 | 8.16 |
| Fa | 0.45 | 0.00 | 1.36 | 0.53 |
| Wo | 0.00 | 5.37 | 0.00 | 0.00 |
| Mt | 2.73 | 2.09 | 2.23 | 1.88 |
| Il | 1.54 | 1.35 | 1.05 | 1.50 |
| Hm | 0.00 | 0.32 | 0.00 | 0.00 |
| Ap | 0.25 | 0.19 | 0.04 | 0.26 |
| Po | 0.11 | 1.06 | 0.10 | 0.13 |

1. Basalte frais, de la même coulée épaisse que celle de l'analyse 2 (TC-58-83).
2. Basalte altéré (TC-57-83).
3. Gabbro frais, pas du même filon-couche que celuide l'analyse 4 (TC-94A-1-83).
4. Gabbro altéré (TC-71B-83).

— Non déterminé

* Fe total exprimé comme $Fe_2O_3$.

analyses des deux échantillons de basalte, lesquels proviennent de la même coulée épaisse, suggèrent que la destruction des minéraux mélanocrates a entraîné la perte d'éléments tels Zn, Ni, Co et Cr. Notons une augmentation très marquée de Zr dans les roches altérées. Nous hésitons à comparer les éléments traces des gabbros altérés et non altérés, étant donné que les échantillons ne proviennent pas du même filon-couche.

Kish et Cuney (1981) ont mentionné la présence de schistes sodiques à albite et séricite près de l'indice P. Situés dans la Formation de Lace Lake, ces schistes renferment jusqu'à 300 ppm Th et sont pyriteux. Kish et Cuney leur ont attribué une origine évaporitique. Dans le tableau 15 (analyse n° 2), nous présentons une analyse d'un schiste semblable provenant de l'indice V (affleurement G.M.). Notons que la teneur en Th est très faible tandis que celle en Ba est assez élevée.

## Tectonique

### FAILLES

La vallée Mistamisk-Romanet est limitée par deux failles ou systèmes de failles, l'une au sud-ouest, l'autre au nord-est. La faille du sud-ouest, nommée faille du lac Bertin d'après un lac de ce nom au sud-est de notre région, est une fracture (ou système de fractures) verticale ou subverticale le long de laquelle le compartiment nord-est est monté (figure 3). Les formations au sud-ouest de la faille ont été tronquées abruptement lors du mouvement. À certains endroits, la faille principale bifurque ou se divise en une série de failles parallèles. Un bloc coincé à l'intérieur d'un tel système de failles a pu subir une rotation par rapport aux strates plus au sud-ouest. Les stries que nous avons observées sur certaines surfaces de glissement révèlent qu'il a pu y avoir une composante horizontale au mouvement. Dans les plans de faille, nous avons observé des brèches à deux endroits. De plus, sur plusieurs dizaines de mètres, en s'éloignant le long de la faille, les roches sédimentaires du compartiment soulevé montrent des indications du mouvement associé à la faille, telles des plis, du broyage et du cisaillement. La zone de faille a également été un lieu privilégié pour le passage de solutions qui ont altéré ou minéralisé les roches voisines. Par contre, le compartiment sud-ouest semble avoir été plus compétent et par conséquent a subi moins de déformation.

Il semble que l'importance du mouvement dans la faille du lac Bertin diminue en allant vers le nord-ouest. Ainsi, à l'extrémité nord-ouest de notre région, les roches des deux côtés de la faille appartiennent à la même formation, et la faille est marquée ici et là par une petite dépression étroite, les roches au voisinage n'ayant subi qu'une légère fracturation, minéralisée par endroits (p. ex., indice A).

Les failles qui limitent la vallée au nord-est font partie d'un système compliqué (voir GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE: indice R). Au nord-ouest du lac du Coude, le contexte géologique ressemble à celui de la faille du lac Bertin, étant donné que les formations au nord-est se terminent abruptement à la faille et que le compartiment sud-ouest a été soulevé. Nous n'avons cependant pas vu le plan de la faille dans ce secteur et nous ne connaissons pas son attitude. Près du lac du Coude, la faille tourne abruptement vers le nord-est; après une courte distance dans cette direction, elle continue de nouveau vers le sud-est. Sur la propriété de la Delhi Pacific (indice R), il existe au moins deux failles parallèles à pendages modérés vers le nord-est. Ces failles sont associées à un plissement et à un broyage, ainsi qu'à une minéralisation cuprifère importante.

Au sud de la rivière Romanet, une importante faille de charriage a mis les roches des Formations de Dunphy et de Lace Lake au-dessus des roches plus récentes de la Formation de Romanet. Cette faille a un pendage modéré à fort vers le nord-est, sauf à son extrémité nord-ouest où elle tourne vers le nord-est et, tel qu'indiqué par son pendage vers le nord-ouest, est renversée vers le sud-est. Ce changement d'orientation est dans un secteur tectoniquement anormal puisque les structures dans les Formations de Romanet, Dunphy et Lace Lake ont une vergence vers le sud-est ou l'est.

Nous avons indiqué sur la carte une faille de charriage à pendage vers le sud-ouest à l'extrémité nord-ouest du lac Du Chambon. Bien que nous ne l'ayons pas vue, cette faille est exigée par notre interprétation qui met la Formation de Dunphy vis-à-vis les Formations d'Alder et d'Uvé. Elle constitue probablement le prolongement d'une faille de même pendage que Dimroth (1978, carte 1852) a cartographiée au sud-est du lac Du Chambon dans un contexte géologique semblable.

Les roches ignées et sédimentaires des Formations de Bacchus et Mistamisk ont été recoupées par des failles abruptes NW-SE. Une de ces failles à la limite est de notre région recoupe aussi les formations sédimentaires de la vallée. Une autre, au nord de la rivière Romanet, semble être associée à une minéralisation cuprifère (indice N). Les rejets de ces failles semblent peu importants.

### PLIS

À proximité de la faille du lac Bertin, les Formations de Chakonipau et de Dunphy sont fortement déformées. Les plis, de petite à grande échelle, sont ouverts et de type concentrique (figure 4). Dans les grands plis, les anticlinaux semblent avoir ici et là des crêtes plus étroites que celles des synclinaux. Les plans axiaux sont généralement à pendage très fort. Une analyse des quelques données structurales à notre disposition favorise l'interprétation d'un plissement dont les axes sont NW-SE et plongent modérément vers le NW (environ 345/50[4]).

4. Dans ce rapport, l'orientation d'un plan est donnée en indiquant la direction suivie du pendage, celui-ci étant du côté droit de la direction; l'orientation d'un élément linéaire mentionne l'azimuth suivi du plongement.

Quelques mesures suggèrent cependant une orientation plutôt NE-SW et des plongements SW et NE. Ceci pourrait vouloir dire qu'il s'agit d'une interférence de systèmes de plis près de la faille, dont l'un serait régional (NW-SE) et l'autre (NE-SW) plutôt local, en raison d'un entraînement lors du mouvement le long de la faille.

Un peu plus au nord-ouest, les dolomies de Dunphy et d'Alder montrent de grands plis déversés vers le sud-ouest. Le litage près du lac Du Chambon est généralement incliné modérément vers le nord-est, mais sur deux îles dans le lac, il est horizontal ou faiblement incliné vers le sud-ouest. Sur la colline à moins de 1 km au nord du lac Du Chambon, les strates de la Formation d'Uvé montrent des plis isoclinaux couchés dont les axes, de direction généralement NW-SE et de faible plongement, ont été replissés lors d'une phase de déformation ultérieure.

Le secteur près de l'extrémité sud-est du lac Mistamisk et près de la rivière Romanet (au NW du lac Du Chambon) est caractérisé par de grands plis isoclinaux de faible plongement, déversés fortement vers le sud-ouest ou l'ouest (figures 17, 18, 19). Le clivage du plan axial est pénétratif; nous avons interprété ces plis comme représentant un premier épisode de déformation. Cependant, en se basant sur le patron en dôme montré par les strates à l'indice G, Charbonneau (1979) a suggéré qu'il y a eu une phase de plissement plus ancienne (figures 17 et 20).

Au sud du lac du Coude, le clivage ardoisier dans la Formation de Romanet a été replissé autour des axes NE-SW et de faible plongement. Les plis, en forme de zigzag, ont des plans axiaux à pendage nord-ouest modéré à fort, contrairement au pendage nord-est montré communément par les plans axiaux ailleurs dans la région. Cette phase de déformation semble responsable du plissement de la faille de charriage au sud de la rivière Romanet. Il est possible qu'elle soit liée aux grands plis plurikilométriques, dont les plans axiaux sont NE-SW, dans le terrain igné à l'extérieur de la vallée.

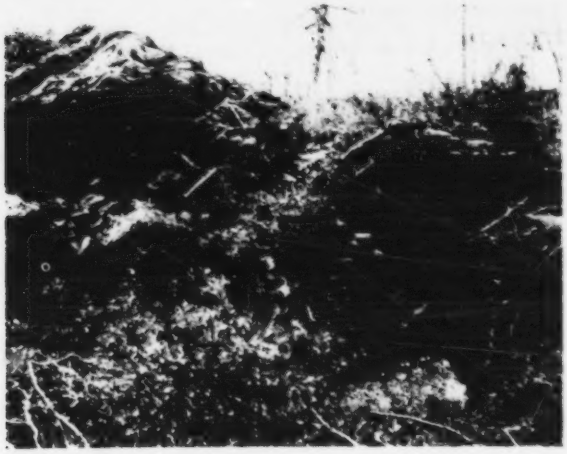


FIGURE 17 – Base de la Formation de Lace Lake, près de l'indice E, constituée d'interlits de mudrock à patine mauve et de dolomie à patine beige. Le manche du marteau est parallèle au clivage du plan axial (près de la charnière d'un grand pli du premier épisode de plissement). Les lits de mudrock, compétents, exhibent des plis de style concentrique et, moins communément, semblable (voir aussi figure 20).

FIGURE 18 – Base de la Formation de Lace Lake, près de l'indice E, constituée d'interlits bien plissés de mudrock à patine vert pâle et de dolomie à patine beige. Les charnières des lits plissés ($P_1$) de mudrock sont très étirées bien que les flancs soient plus ouverts (environ 60°). Le manche du marteau est parallèle au clivage du plan axial. Vue vers le sud-est, à l'extrémité sud-est du lac Mistamisk.

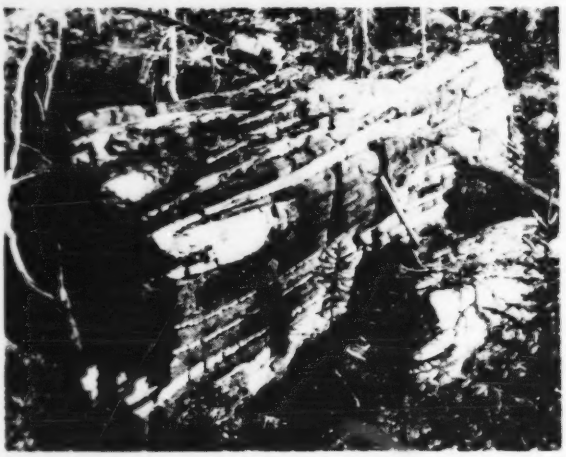


FIGURE 19 – Plis isoclinaux montrés par des interlits de mudrock et de dolomie de la Formation de Lace Lake. Indice G.

En bordure nord de la rivière Romanet, au sud-est du lac du Coude, le clivage ardoisier dans les ardoises du Bacchus est normalement parallèle ou subparallèle au litage, ce qui indique une période précoce de plissement isoclinal. Le litage et le clivage ardoisier ont été replissés pour former un clivage de crénulation et des plis semblables dont les plans axiaux ont une direction NW-SE et un pendage fort à moyen vers le nord et ici et là vers le sud (figure 21). De plus, nous avons observé, par endroits, un troisième clivage dans les ardoises.

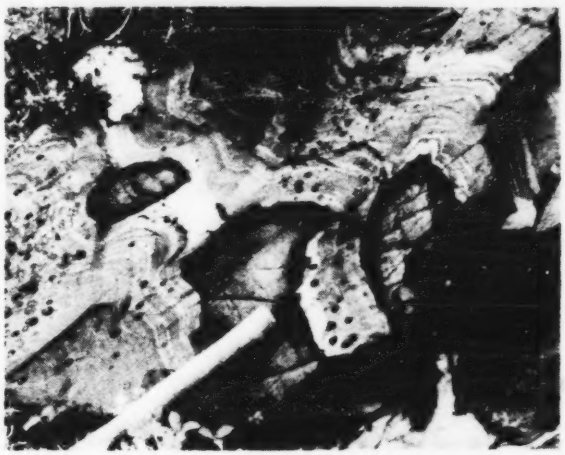


FIGURE 20 – Détail de la figure 17. Le boudinage des lits de dolomie témoigne d'un aplatissement pré-tectonique ou d'un épisode de plissement antérieur à celui qui a formé les grands plis isoclinaux (dénommés $P_1$ sur la carte) dans ce secteur.

FIGURE 21 – Plis serrés de type semblable ($P_2$) dans des interlits de mudrock et de dolomie de la Formation de Lace Lake. Noter le pli replissé, à gauche du marteau. Indice V, près de la rive nord de la rivière Romanet, au nord-ouest de la décharge du lac Romanet.

## INCIDENCES DE LA TECTONIQUE SUR L'INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE

Les cartes de Dimroth (1978) montrent une faille de chevauchement, ici dénommée la faille D'Argencourt (figure 22), sous le Sous-groupe de Seward dans la région du lac Otelnuk, au SE de la nôtre. Cette faille, d'une grande importance régionale, correspond à celle qui marque la bordure ouest de la zone allochtone de la Fosse du Labrador, tel que proposé par Le Gallais et Lavoie (1982).

Pour expliquer le fait que, entre les lacs Otelnuk et Romanet, le Bacchus semble reposer surtout sur le Lace Lake et que les autres unités des Sous-groupes de Pistolet et de Swampy Bay y sont absentes, Dimroth (1970, 1978) a postulé que celles-ci ont été érodées lors de l'émergence d'un géanticlinal.

Comme autre hypothèse, nous proposons que l'absence de ces unités est due à des changements de faciès lithologiques d'ouest en est et aussi à un chevauchement de l'empilement stratigraphique vers l'ouest, surtout sur la faille mentionnée ci-dessus. Nous suggérons que le bord de la plate-forme sur laquelle ont été déposées les roches des Sous-groupes de Pistolet et de Swampy Bay se trouvait près de la limite est actuelle de la Fosse (voir figure 22). Plus à l'est encore, les roches de la Formation de Bacchus ont été déposées dans des eaux relativement profondes, dans un bassin qui s'affaissait rapidement; elles sont sus-jacentes aux roches sédimentaires continentales et de plate-forme du Sous-groupe de Seward et de la Formation de Lace Lake. Au cours d'une phase hâtive de la déformation hudsonienne, cette séquence (Seward, Lace Lake et Bacchus), sous forme d'une nappe de chevauchement, aurait été transportée vers l'ouest, pour recouvrir les roches des Sous-groupes de Pistolet et de Swampy Bay. Les strates chevauchantes auraient pu se servir de la limite de la plate-forme comme rampe au cours de l'empilement tectonique. Selon cette hypothèse, le Bacchus est l'équivalent basinal des roches de Pistolet et de Swampy Bay, comme Le Gallais et Lavoie (1982) l'ont déjà proposé. Des phases tectoniques ultérieures ont plissé toutes ces roches ainsi que les failles de chevauchement hâtives. La figure 22 illustre de façon schématique les relations stratigraphiques et tectoniques proposées.

Dans la figure 22, nous montrons également des failles de chevauchement qui correspondent à des failles majeures sur les cartes de Dimroth (1978). Le décollement basal se serait propagé d'est en ouest; ainsi, les failles deviennent plus jeunes en allant vers l'ouest. Des plissements ultérieurs ont déformé les failles de chevauchement. La figure 23 illustre aussi les failles du lac Bertin et de la rivière Romanet, lesquelles correspondent aux limites de la vallée Mistamisk-Romanet. Ces failles sont tardives et atteignent probablement le socle granitique.

Notre hypothèse diffère de celle de Le Gallais et Lavoie (1982, page 154) comme suit:

- Ils proposent que le Bacchus est l'équivalent de toute la séquence entre la base du Chakonipau et le sommet du Swampy Bay. Nous suggérons plutôt que le Bacchus surmonte le Lace Lake;
- Ils situent la transition plateforme-bassin près du lac Otelnuk dans la zone de chevauchement centrale (« central thrust zone »). Nous pensons que cette transition était plus à l'est et nous mettons plutôt tout le Bacchus dans la zone allochtone.

Nous n'avons pas observé le contact Lace Lake-Bacchus dans notre région, celui-ci étant partout couvert de dépôts meubles. Dans certains secteurs (par exemple

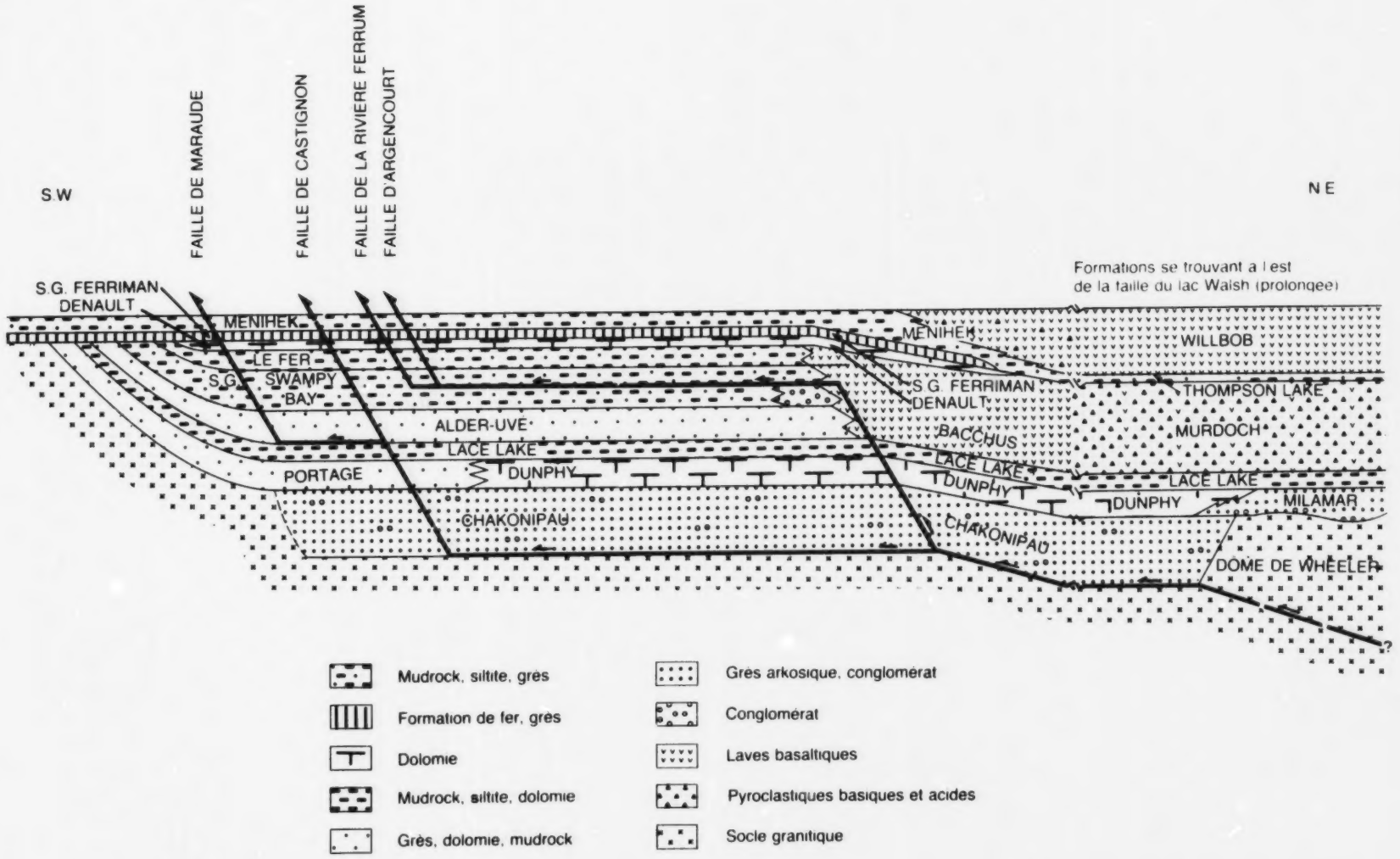



FIGURE 22 – Coupe schématique SW-NE non palinspastique à travers la Fosse du Labrador au niveau de la vallée Mistamisk-Romanet. Les localisations des grandes failles de chevauchement ultérieures sont indiquées. Croquis adapté de Wardle et Bailey (1981).

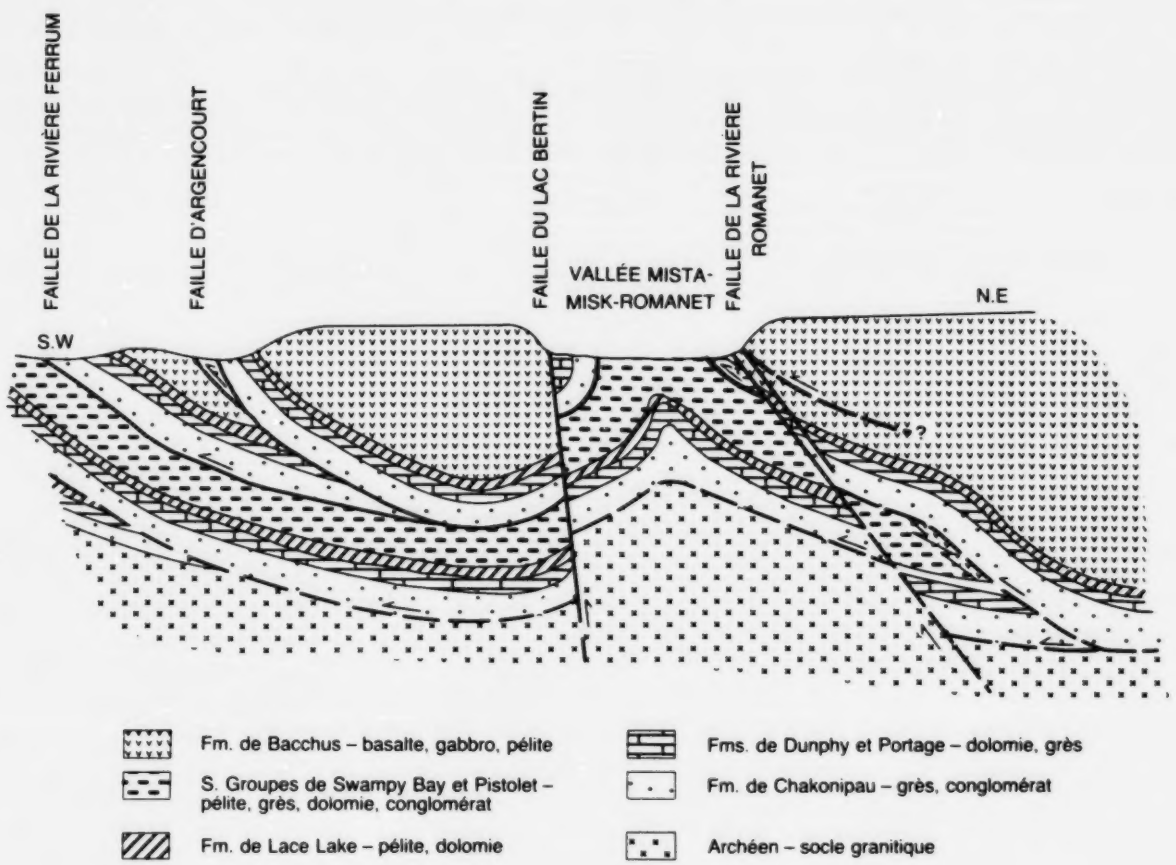



FIGURE 23 - Coupe structurale schématique NW-SE à travers la vallée Mistamisk-Romanet montrant les failles de chevauchement sur lesquelles les séquences Seward-Lace Lake-Bacchus et Seward-Pistolet-Swampy Bay ont été charriées, ainsi que les failles tardives limitant la vallée.

près des indices P, Q et U), il semble y avoir une transition lithologique entre les deux formations. Dans d'autres (par exemple, au nord de l'indice V), la zone de contact semble marquée par une faille importante (dans le cas de l'indice V, cependant, la faille semble recouper une zone de transition lithologique).

Des études stratigraphiques détaillées des séquences Chakonipau — Dunphy — Lace Lake — Bacchus à la limite ouest de la zone de chevauchement centrale permettraient peut-être de cerner la présence d'une discordance, d'une faille ou d'un contact concordant sous le Bacchus.

Il est possible que le décollement basal sous le Chakonipau corresponde, dans la vallée Mistamisk-Romanet, à la faille de chevauchement cartographiée par Dimroth (1978, carte 1857) entre le Chakonipau et les roches des Sous-groupes de Pistolet et de Swampy Bay à l'ouest du lac Romanet. Une autre possibilité, c'est que cette faille pourrait être une faille de chevauchement avec transport vers le nord-est (« back thrust »). La validité de ces hypothèses pourrait être testée par une étude du sens de mouvement des roches du Chakonipau le long de la faille.

## Métamorphisme

Les roches de notre région ont été métamorphisées au faciès des schistes verts; elles appartiennent au grade métamorphique de la chlorite. Un clivage ardoisier s'est développé dans les roches pélitiques lors de la recristallisation métamorphique; certaines ont été recristallisées en phyllades. Un banc de carbonate près de la limite nord-ouest de notre région a été transformé en marbre blanc à grain grossier.

Près de la rivière Romanet, dans les sédiments pélitiques des Formations de Lace Lake et de Bacchus, une altération tardive de nature sodique a pu être liée au métamorphisme (Kish et Cuney, 1981). L'abondance d'albite à plusieurs endroits près de la rivière Romanet, entre le lac Mistamisk et la décharge du lac Romanet, témoigne de l'importance régionale de cette altération (voir ALTÉRATIONS).

# Géologie économique

Nous avons effectué une reconnaissance des plus importants indices minéralisés de la région cartographiée. Nous en présentons des descriptions, basées principalement sur les observations de terrain. À ces observations, nous ajoutons des informations obtenues de quelques lames minces, ainsi que des résultats sommaires d'analyses chimiques.

Les indices sont identifiés par une lettre (A à V). Sur la carte géologique, leur localisation est donnée d'ouest en est par ordre alphabétique. S'il y a lieu, le numéro de fiche de gîte du MER apparaît entre parenthèses.

## Indice A

Près de la limite nord-ouest de notre carte, nous avons découvert des sulfures dans une falaise de gabbro. La falaise témoigne de l'extension de la faille du lac Bertin. Le gabbro est à grain moyen (1 à 2 mm), massif, fortement diaclasé et à patine rouillée. Il contient partout environ 1 % de pyrrhotite et moins de 1 % de chalcopyrite. Les sulfures sont soit disséminés, soit sous forme de pellicules minces dans de très petites fractures.

Une analyse d'un échantillon typique a donné 0.01 % Cu, 0.02 % Zn et 0.03 % V.

## Indice B (24 C/8-1)

Cet indice, dénommé « Lomer Copper », se trouve à l'extrémité nord-ouest du lac Mistamisk, près de la rive sud-ouest. Il a été exploré par la Canada Tungsten Mining Corporation en 1975 (Béland, 1976), mais n'a pas été jugé d'intérêt économique. Pour une description détaillée de la géologie locale, le lecteur est prié de se référer à Béland (1976).

L'indice se situe sur une crête N-S dont le coeur est formé d'un amas gabbroïque ou dioritique. Celui-ci a envahi une séquence que Dimroth (1978) a corrélée avec la Formation de Mistamisk. Les roches observées comprennent de la brèche, de la felsite, de la roche laminée acide à intermédiaire, du chert noir, de la calcite à grain grossier en lentilles importantes et du mudrock noir cherteux. Les lentilles de calcite, qui atteignent une épaisseur d'environ 1.5 m, sont en contact avec la brèche, le chert noir et le mudrock noir cherteux. Le chert forme une lentille, d'environ 0.5 m d'épais.

Béland (1976) a décrit une felsite qui se présente en bandes minces, parallèles au litage. La felsite, qui est massive et s'altère en blanc, consiste, selon Béland, presque entièrement en albite; celle-ci est accompagnée d'un peu de quartz, de mica blanc, de chlorite et de carbonate. Béland a interprété les bandes de felsite comme des coulées volcaniques acides minces.

La brèche consiste en fragments anguleux à arrondis dont la taille va de quelques millimètres à 15 cm et la composition, d'acide à intermédiaire (figure 24). La plupart des fragments sont aphanitiques mais plusieurs sont de texture et de composition dioritiques. Selon Béland, les fragments sont constitués du même matériel que la felsite, soit surtout d'albite. Il y a deux types de matrice, l'un carbonaté, l'autre chloritique-actinolitique. Dans le premier, les fragments sont généralement entourés de matrice, mais par endroits, ils sont en contact avec leurs voisins immédiats. Un rubanement est exprimé par des variations dans l'abondance des fragments et par la présence de minces lentilles de calcite grossière renfermant peu ou pas de fragments. L'épaisseur de la brèche à matrice carbonatée n'excède pas 2 m. Dans la brèche à matrice chloritique-actinolitique, les fragments sont en contact les uns avec les autres. Cette brèche contient quelques lentilles ou bandes riches en chlorite, sans fragments.

La calcite, très grossière, consiste en mégacristaux centimétriques de calcite rose dans une matrice de calcite mauvegris à grain plus fin (millimétrique). On note, en plusieurs endroits, d'abondants cristaux grossiers d'actinote à patine verte, renfermant communément des sulfures ferrifères et ici et là cuprifères.

Les roches laminées acides à intermédiaires, qui pourraient être d'origine sédimentaire ou volcanique, sont

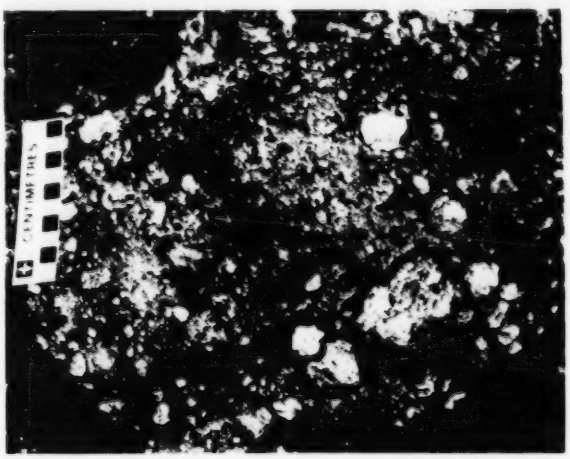


FIGURE 24 – Brèche constituée de fragments anguleux dans une matrice carbonatée. Les sulfures se présentent en amas aplatis ou irréguliers. Indice B, près de l'extrémité nord-ouest du lac Mistamisk.

caractérisées par des interlaminations roses et grises à l'échelle millimétrique-centimétrique. Nous présentons une analyse de la roche laminée dans le tableau 9 (analyse n° 1). Notons que cette roche est très riche en $Na_2O$, et que sa composition est proche de celle de l'albite. Nous avons noté, à un endroit, un filon feldspathique de 0.3 m de large qui recoupe les roches laminées; une altération s'étend le long des lamines à partir de ce filon. Des zones rouillées sont assez communes dans les roches laminées; celles-ci peuvent renfermer un peu de chalcopyrite par endroits, sous forme de fines veinules dans de petites fractures.

Le gabbro-diorite est de grain moyen et s'altère blanc à brun. Par endroits, ils est fortement magnétique. Ici et là, il renferme un peu de chalcopyrite disséminée. Une analyse de la roche est donnée dans le tableau 9 (n° 2). Soulignons la teneur élevée en $TiO_2$ (3.24 %), le rapport $Na_2O/K_2O$ très élevé et les teneurs élevées en certains éléments traces (Zr: 240 ppm; Y: 100 ppm. À proximité des lentilles de calcite, le gabbro-diorite a été affecté par une altération carbonatée qui lui confère une patine variolée.

Les sulfures cuprifères, qui consistent en pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite, sont concentrés dans une unité de brèche à matrice carbonatée dont l'épaisseur est d'environ 1.2 m (figure 24). Ils sont en plages ou en amas aplatis de 1 à 8 cm de long qui peuvent être alignés selon le rubanement. Ils se présentent aussi en amas irréguliers allongés qui ont tendance à entourer les fragments. Par endroits, les sulfures semblent localisés dans de petites fractures. Les amas de sulfures sont communément associés à de la malachite.

Bien que la brèche à matrice chloritique s'altère rouille en plusieurs endroits, la teneur en sulfures est faible. Un niveau de chert noir exhibe un peu de malachite le long des fractures, mais il contient peu ou pas de sulfures.

L'analyse d'un échantillon de brèche à chalcopyrite a donné 4.13 % Cu, 2.0 g/t Ag et < 0.5 g/t Au (tableau 9, analyse n° 4). Le second, une felsite renfermant un peu de chalcopyrite dans des fractures, a donné 0.16 % Cu et < 0.5 g/t Ag et Au (tableau 9, analyse n° 3).

## Indice C

Il s'agit d'un indice cuprifère dans un amas de brèche situé à 0.8 km au SE de l'extrémité SE du lac Mistamisk. L'amas, qui affleure de chaque côté d'un ruisseau, a 4 m d'épais et au moins 25 m de long. Sa direction est de 335° et son pendage semble fort. Il a été emplacé dans des mudrocks et des siltites de la Formation de Lace Lake.

La brèche cuprifère (au sud du ruisseau) consiste en fragments feldspathiques (probablement albitiques) dans une matrice de carbonate. Les fragments, anguleux et d'abondance variable, vont ordinairement de 1 à quel-

**TABLEAU 9 – Analyses de roches de l'indice B (Lomer Copper).**

| | 1 | 2 | 3 * | 4 * |
|---|---|---|---|---|
| | % poids* | | | |
| $SiO_2$ | 68.90 | 59.40 | | |
| $TiO_2$ | 0.56 | 3.24 | | |
| $Al_2O_3$ | 19.60 | 11.90 | | |
| $Fe_2O_3$ | 0.02 | 0.45 | | |
| FeO | 0.22 | 1.29 | | |
| MnO | <0.01 | 0.04 | | |
| MgO | 0.10 | 2.25 | | |
| CaO | 0.80 | 9.50 | | |
| $Na_2O$ | 10.60 | 6.54 | | |
| $K_2O$ | 0.13 | 0.11 | | |
| $P_2O_5$ | 0.12 | 0.31 | | |
| S | 0.02 | 0.11 | | |
| F | 0.01 | 0.02 | | |
| Cl | 0.02 | 0.03 | | |
| PAF | 0.55 | 5.15 | | |
| | | ppm** | | |
| Cu | 35 | 0.14 % | 0.16 % | 4.13 % |
| Zn | 135 | 24 | 28 | 93 |
| Pb | 1 | 1 | <0.5 | 5 |
| Ni | <0.3 | 4 | 23 | 130 |
| Co | <0.3 | 4 | 8 | 48 |
| Cr | 10 | 1 | 81 | 31 |
| V | 13 | 200 | 190 | 25 |
| Zr | 160 | 240 | 60 | 170 |
| Sr | 54 | 35 | 59 | 35 |
| Ba | 96 | 76 | 35 | <20 |
| Rb | 10 | 13 | <5 | 6 |
| As | — | — | 2 | <1 |
| Nb | 8 | 16 | — | — |
| La | 12 | 18 | — | — |
| Y | 16 | 100 | — | — |
| U | 5 | <2 | 3 | 5 |
| Th | 14 | <5 | <5 | 16 |
| | | g/t | | |
| Au | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Ag | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 2.0 |
| | Compositions normatives (cations)*** | | | |
| Q | 4.56 | 6.96 | | |
| C | 0.89 | 0.00 | | |
| Or | 0.73 | 0.70 | | |
| Ab | 89.75 | 60.86 | | |
| An | 2.99 | 2.89 | | |
| Ne | 0.00 | 0.00 | | |
| Di | 0.00 | 12.89 | | |
| He | 0.00 | 0.00 | | |
| En | 0.26 | 0.00 | | |
| Fs | 0.00 | 0.00 | | |
| Fo | 0.00 | 0.00 | | |
| Fa | 0.00 | 0.00 | | |
| Wo | 0.00 | 11.10 | | |
| Ru | 0.24 | 1.46 | | |
| Mt | 0.00 | 0.00 | | |
| Il | 0.26 | 1.76 | | |
| Hm | 0.01 | 0.33 | | |
| Ap | 0.24 | 0.68 | | |
| Po | 0.07 | 0.38 | | |

1. Roche laminée (TC-184A-82).
2. Gabbro-diorite sodique à chalcopyrite (TC-183-3-82).
3. « Felsite » (TC-168B-82).
4. Brèche minéralisée (TC-168H-82).

— Non déterminé

* Les échantillons 3 et 4 n'ont pas été analysés pour les oxydes.

** Sauf pour le Cu des analyses 2, 3 et 4, qui est en %.

*** Non déterminées pour les analyses 3 et 4.

ques centimètres de large et atteignent un diamètre maximum de 30 cm. Ils sont de couleur blanche sur la surface altérée et beige sur la surface fraîche. Typiquement supportés par la matrice, ils sont par endroits en contact les uns avec les autres. La matrice carbonatée, beige en surface fraîche, s'altère orange-brun.

Les sulfures se trouvent dans la matrice et comprennent de la chalcopyrite et de la pyrite. La chalcopyrite, dont la teneur atteint 5 %, est sous forme d'amas atteignant quelques millimètres de large ou de veinules fines. La pyrite forme des cristaux automorphes ou des amas de cristaux allant de ! à 5 mm de diamètre. La brèche cuprifère est légèrement radioactive, atteignant 250 cps avec un McPhar TC-33A (le bruit de fond est de 150 cps).

La brèche du côté nord du ruisseau est du type à matrice albitique légèrement carbonatée. Elle est stérile.

## Indice D (24 C/8-9)

À 1 km au nord de la charge du lac Mistamisk, nous avons trouvé un filon radioactif dans des mudrocks verdâtres (indice Deschênes) que nous mettons en corrélation avec la Formation de Lace Lake. Pas très loin de l'indice, les mudrocks renferment des interlits de dolomie à patine brun-orange, et la séquence ressemble à celle plus au sud, près de la rivière Romanet.

Le filon radioactif, dont l'échantillonnage est très difficile à cause de la nature de l'affleurement, n'a que 1 cm de large et peut être suivi sur 3 m (minimum). Il est parallèle au clivage, soit 315/30. L'intensité de la radioactivité varie le long du filon; elle atteint, apparemment là où elle croise une petite fracture, un maximum d'environ 30 fois le bruit de fond. Les mudrocks sont d'ailleurs parcourus de filons de quartz et de feldspath qui semblent suivre indifféremment le clivage ou les diaclases. Certains filons sont stériles; d'autres sont faiblement radioactifs, atteignant trois fois le bruit de fond.

Bien qu'il ne soit pas spectaculaire, cet indice est intéressant vu qu'il s'aligne avec les indices uranifères « Eagle Uranium » et « Kish », plus au sud-est. Il est alors évident qu'on peut s'attendre à trouver, au nord-ouest et au sud-est des deux indices précités, d'autres filons radioactifs dans le même contexte géologique.

## Indice E (24 C/8-3)

Cette minéralisation, dénommée « Eagle Copper » et connue depuis 1961 (Saucon Development Corporation; GM-12491), a été étudiée récemment par la Canada Tungsten Mining Corporation (Béland, 1976).

La minéralisation cuprifère prend trois formes principales:

- Disséminations uniformes (environ 0.5 %), dans la dolomie;
- Amas dans des filons de quartz et de carbonate recoupant la dolomie et le mudrock;
- Disséminations sporadiques ou près de veines minéralisées dans la dolomie et le mudrock.

Les roches hôtes, qui appartiennent à la Formation de Lace Lake, consistent en interlits, de 0.3 à 3 m d'épais, de dolomie chair pâle ou grise pâle à patine beige-brun ou orange et de mudrock verdâtre massif. La plupart des couches de dolomie sont massives; nous avons cependant rencontré un horizon de 1 m d'épais de conglomérat intraclastique ainsi qu'un niveau de 0.6 m d'épais de dolomie stromatolitique au sommet d'une couche de dolomie de 3 m d'épais.

Certaines des couches de dolomie, des deux côtés de la rivière Romanet, renferment un faible pourcentage de chalcopyrite sous forme de grains disséminés. Les grains sont de forme irrégulière et sont altérés en bornite aux bordures. Deux échantillons n'ont donné à l'analyse que 0.04 % et 0.05 % Cu (l'un deux a également donné 280 ppm Ba). Les grains de sulfures, d'environ 1 mm de taille, sont allongés dans le plan du clivage, ce qui donne lieu à une linéation. Béland (1976) a attribué une origine syngénétique à cette minéralisation disséminée, mais il est clair que les sulfures ont subi une recristallisation postérieure au premier épisode de plissement.

L'indice principal consiste en gros blocs minéralisés se présentant à quelques mètres de la rive sud de la rivière Romanet. L'affleurement sur lequel reposent les blocs contient une minéralisation, partiellement visible, semblable à celle des blocs. Ceux-ci présentent un filon de quartz et carbonate, de 2 cm de large, qui recoupe les mudrocks massifs vert pâle du Lace Lake. Le filon est riche en chalcopyrite et bornite; il est bordé, d'un côté, par une bande de 8 cm de large renfermant de la bornite disséminée (figure 25). Le filon et la bande à bornite sont enveloppés dans du mudrock qui contient, jusqu'à une distance de 5 cm de la minéralisation à bornite, de la chalcopyrite disséminée. À la limite entre les zones à bornite disséminée et à chalcopyrite disséminée, il y a coexistence de ces deux minéraux. La minéralisation est donc caractérisée par une zonation des espèces cuprifères, le minéral le plus riche en cuivre se trouvant au centre du système minéralisé.

Nous avons noté plusieurs autres filons minéralisés tout près de l'indice décrit ci-dessus. Les filons, qui consistent généralement en quartz et carbonate, ont de 1 à 2 cm de large; nous en avons suivi un sur plus de 40 m (figure 26). Ils semblent suivre préférentiellement un clivage prononcé qui recoupe le litage sous un grand angle (l'attitude du clivage est d'environ O/35). La minéralisation cuprifère, qui peut former jusqu'à 50 % du filon, consiste en amas, atteignant 1 cm de large, de bornite et chalcopyrite. Béland (1976) a également mentionné la présence de chalcosine. Adjacents aux filons, la dolomie et le mudrock vert pâle sont aussi minéralisés (< 1-2 %) en chalcopyrite sous forme de plages millimé-

triques. Ces plages disparaissent graduellement à partir du filon, et à plus de 30 cm (au maximum), les épontes

FIGURE 25 – Filon de quartz et carbonate et épontes de mudrock. Filon et épontes sont minéralisés. Le filon riche en chalcopyrite et bornite est visible vis-à-vis la fleur de lys de l'échelle. Les zones à bornite et à chalcopyrite (taches noires) sont au-dessous de l'échelle. Indice E. Rive sud de la rivière Romanet, à 0.4 km de la charge du lac Mistamisk.

FIGURE 26 – Filon de quartz et carbonate recoupant du mudrock. Le filon est sous la tête du marteau. Les deux cavités peu profondes (chacune de 20 cm de large) qui bordent le filon sont dues à l'altération de sulfures disséminés. Le filon est légèrement radioactif par endroits. Indice E. Rive sud de la rivière Romanet, à 0.4 km de la charge du lac Mistamisk.

sont stériles. L'enveloppe minéralisée des deux côtés du filon n'est pas toujours de la même largeur. Les grains disséminés sont allongés parallèlement les uns aux autres, tout comme ceux qui sont disséminés uniformément dans la dolomie (voir ci-dessus). Nous avons également noté des filons cuprifères qui bifurquent, une branche suivant le litage sur une courte distance. Rarement avons-nous observé des filons le long de fractures autres que le clivage principal; là où nous en avons rencontré, les sulfures sont surtout constitués de pyrite. Il est évident aussi que les filons de quartz et carbonate ne sont pas tous minéralisés.

Dans le tableau 4, nous donnons l'analyse d'un mudrock vert pâle qui renferme localement un peu de chalcopyrite et de pyrite disséminées.

À certains endroits, nous avons noté une radioactivité associée aux filons. La radioactivité atteint généralement 1.5 à 2 fois le bruit de fond (par endroits, 2.5 à 6 fois). La plus forte se rencontre à l'intersection d'une fracture, dont l'attitude est de 145/55, et de deux filons de quartz et carbonate, parallèles et distants de 1 m. La fracture, localement remplie de quartz et carbonate, semble non minéralisée en cuivre. La radioactivité dans les filons et dans la fracture, qui atteint 5 à 6 fois le bruit de fond, baisse jusqu'à 2 fois le bruit de fond à quelques centimètres de l'intersection. À cet endroit, la roche hôte est le mudrock vert pâle.

Le quartz dans les filons est communément sous forme de cristaux automorphes; quant au carbonate, il est à grain grossier (2 à 3 mm). Ceci et la texture poreuse des filons suggèrent que ceux-ci représentent un remplissage de fissures ouvertes, fissures développées dans un clivage plus ancien. La zonation des sulfures, plutôt asymétrique et observée en plusieurs endroits autour des filons, suggère l'infiltration des épontes par les solutions minéralisatrices.

## Indice F (24/8-10)

Cet indice se trouve à 900 m à l'est du camp de la Canada Tungsten et de la SOQUEM, à l'extrémité sud-est du lac Mistamisk. Le secteur autour de l'indice est pauvre en affleurements; nous n'en avons trouvé que deux, lesquels sont minéralisés. On trouve cependant de nombreux blocs erratiques minéralisés au nord des affleurements, ce qui permet de définir un train de dispersion d'environ 250 m de long sur 100 m de large.

La roche hôte est une dolomie de la Formation de Dunphy; elle est beige pâle ou chair, massive et à patine beige ou jaune. La dolomie a un clivage assez prononcé auquel la plus grande partie de la minéralisation est associée. Des filons de quartz et de carbonate, qui recoupent la dolomie dans toutes les directions, renferment ici et là de la minéralisation.

La minéralisation consiste en digénite, covellite, chalcopyrite et bornite. La covellite forme des lamelles et des

plages dans la digénite. Nous avons également noté de la pyrite dans des zones pauvres en cuivre. L'hématite semble être un minéral associé important de la minéralisation cuprifère. Nous n'avons pas vu la digénite et la chalcopyrite ensemble.

La minéralisation est surtout sous forme d'amas disséminés et aplatis dans le plan du clivage de la dolomie (figure 27). Le clivage, de direction NE, a un pendage de 20° à 30° vers le SE. Les amas atteignent 5 cm de long et 1 cm de large, 1 cm étant une longueur typique. Ils représentent typiquement de 1 à 4 % de la roche. Les amas de digénite, en relief sur la surface altérée et recouverts d'une substance noire, sont souvent associés à de la malachite d'origine supergène. L'intensité de la minéralisation est variable à l'échelle de l'affleurement.

La pénurie d'affleurements ne nous a pas permis de délimiter l'étendue de la minéralisation. À noter cependant que des affleurements à 200 m au nord-est et au nord-ouest de la zone affleurante ne sont pas minéralisés.

Nous avons à notre disposition plusieurs analyses chimiques effectuées sur des échantillons de blocs erratiques et d'affleurements (tableau 3, analyse n° 4). La teneur en cuivre varie entre 0.05 % et 1.92 % (dans la plupart des échantillons elle dépasse 0.2 %). Les teneurs en Zn, Pb et U sont très faibles (de l'ordre de quelques ppm).

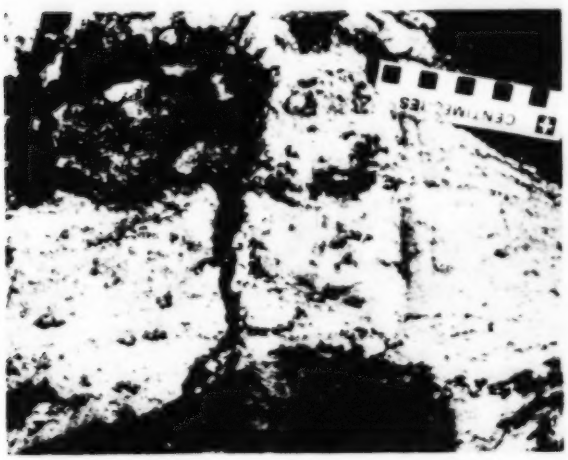


FIGURE 27 – Petits amas de digénite et bornite, enrobés de malachite, orientés parallèlement à la foliation dans la dolomie de Dunphy. Le filon de quartz est également minéralisé. Indice F. À 0.8 km au sud-est du lac Mistamisk.

## Indice G (24 C/8-4)

Il s'agit de l'indice uranifère « Eagle » ou « Béland », situé près de la rive sud de la rivière Romanet, à environ 1 km au sud-est de la charge du lac Mistamisk. Découvert en 1975 par la Canada Tungsten Mining Corporation et donné sous option à la SOQUEM en 1979, cet indice ainsi que l'indice à 1 km au sud-est (indice H) ont fait l'objet d'une cartographie, de divers levés géophysiques et de forages. Aucune exploration n'a cependant été effectuée sur l'indice G depuis 1979.

L'indice a été très bien décrit par Béland (1976), Plummer (1977), Kish et Tremblay-Clark (1979), Charbonneau (1979) et Kish et Cuney (1981). Nous ne l'avons pas étudié en détail et, par conséquent, la description que nous en faisons est en grande partie extraite des rapports des auteurs précités.

L'indice consiste en plusieurs filons radioactifs (que nous décrirons plus loin) qui injectent des roches de la Formation de Lace Lake. À proximité des filons, la séquence stratigraphique, du bas vers le haut, est constituée des unités suivantes:

- Dolomie beige ou chair, localement rosée, à patine gris pâle, avec interlits minces de dolomie gréseuse, de mudrock mauve-gris fissile et de chert gris ou rose. Ces roches, que nous corrélons avec la Formation de Dunphy, se rencontrent le long de la limite ouest de l'affleurement minéralisé; Charbonneau (1979) a rapporté qu'elles se présentent sporadiquement du côté est de l'affleurement, près de la rivière;
- Interlits de mudrock mauve ou mauve-gris, de mudrock vert pâle et de dolomie à patine orange-brun. Les mudrocks sont laminés à l'échelle millimétrique et, par endroits, ceux qui sont mauves sont granoclassés. L'épaisseur des interlits va de quelques centimètres à 3 m. L'épaisseur estimée de la séquence est d'environ 8 m (selon nos mesures) ou de 12 m (selon Charbonneau, 1979);
- Mudrock laminé vert fissile, avec quelques interlits minces de dolomie à patine brune. Selon Charbonneau (1979), l'épaisseur minimum de cette unité est de 7 m.

Nous corrélons les deux unités supérieures avec la Formation de Lace Lake.

Toutes ces roches ont été plissées. Charbonneau (1979) a distingué deux synclinaux majeurs; ceux-ci, qui sont isoclinaux et fortement déversés vers l'ouest, sont associés à un clivage pénétratif. On note des ondulations des plans axiaux, lesquelles sont dues à une déformation ultérieure relativement faible. Charbonneau a également postulé qu'une structure en dôme, visible dans une partie de l'affleurement, est due à une période de plissement plus ancienne que celle qui a produit les plis déversés. Bien que nous n'ayions pas vu de plis ni de clivage qui seraient liés à une telle déformation hâtive, nous avons noté localement à cet indice un boudinage des strates qui se serait produit avant le plissement isoclinal (figure 20).

L'orientation moyenne des filons minéralisés est de 325° et le pendage est vertical à abrupt vers le nord-est (figure 28). Charbonneau (1979) a cependant observé des filons parallèles au clivage, des filons parallèles au litage et des filons, qui tout en étant à pendage moyen, recoupent à la fois le clivage et la stratification. Nous avons noté, tout comme Charbonneau, que les filons minéralisés sont surtout restreints aux couches de mudrock; en conséquence, l'extension verticale de ces filons dépend

FIGURE 28 – Filons (A) radioactifs centimétriques parallèles (échantillonnés en cannelure), orientés à 153/90, dans du mudrock et de la siltite vert pâle plissés (B). Le marteau donne l'échelle. Dans ces filons, la radioactivité est typiquement de 4000 cps (McPhar TC-33); elle atteint 8000 cps et plus sur 6 m. Indice G. Rive sud de la rivière Romanet, à 1.1 km à l'est du lac Mistamisk.

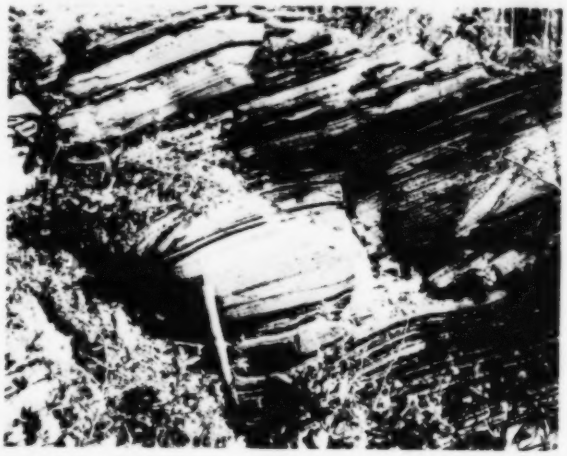


FIGURE 29 – Amorce de boudinage dans un niveau de mudrock laminé et fente de tension remplie de quartz (non radioactif). Le clivage ardoisier, déformé près de la fente, est plus ancien que le boudinage. Indice G.

directement de l'épaisseur de celles-ci. Nous sommes d'accord avec Charbonneau (1979) que le boudinage tardif des couches de mudrock est à l'origine des fractures dans lesquelles se trouvent les filons minéralisés (figure 29 et 30).

Kish et Cuney (1981), dans une étude portant surtout sur les filons à l'indice H, ont rapporté que ceux-ci consistent en albite, uraninite, dolomie et chlorite, ainsi qu'en un peu de quartz, tellurures, or natif et matière organique. La pechblende et la calcite, également présentes, sont liées à une remobilisation tardive.

Charbonneau (1979) a distingué trois types de filons dans l'indice G: de chert rose pâle; d'albite rose; de quartz-carbonate. Les deux derniers contiennent, en plus, de la chlorite, de la dolomie, de l'hématite, de l'uraninite, de la pechblende et des oxydes d'uranium jaunes et jaune-orange. La couleur rouge brunâtre caratéristique des filons est due à la présence d'hématite, sous forme de spécularite ou d'une pellicule fine. D'autres minéraux et substances accessoires ont été identifiés: zircon, apatite et pyrite (Béland, 1976); phlogopite et galène (Kish et Tremblay-Clark, 1979); quartz (dans les filons d'albite); or, chalcopyrite, tellurures et matière organique (Kish et Cuney, 1981).

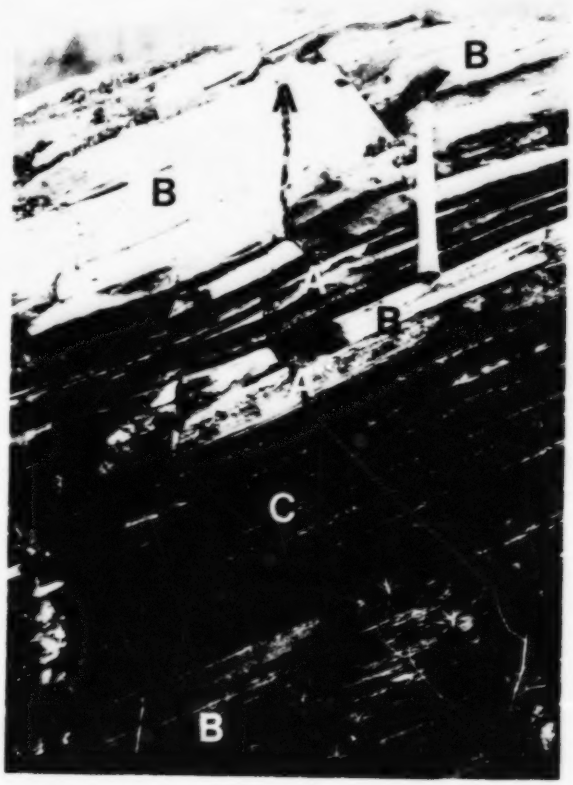



FIGURE 30 – Filon rosâtre (A) de quartz et de carbonate, de 1 à 2 cm de large et orienté à 143/90, injectant des mudrocks verts (B). Le filon ne traverse pas la bande constituée de minces interlits de dolomie et de mudrock verdâtre (C). Il est sporadiquement radioactif, atteignant un maximum de 5000 cps (McPhar TC-33). Indice G.

La radioactivité dans un filon donné varie de façon aléatoire; la teneur moyenne en uranium, thorium et or varie fortement d'un filon à l'autre. Ainsi, après avoir échantillonné systématiquement cinq filons et obtenu des teneurs moyennes pour chacun, Charbonneau (1979) a trouvé que la teneur en $U_3O_8$ varie entre 57 et 3540 ppm, celle en $ThO_2$, entre 4 et 94 ppm et celle en Au, entre 5 et 750 ppb. Quelques échantillons choisis ont donné jusqu'à 9980 ppm $U_3O_8$, 90 ppm $ThO_2$ et 1068 ppb Au. Charbonneau a également noté de la radioactivité dans des lits de dolomie recristallisée en contact avec des filons minéralisés. Deux analyses d'échantillons (sur six) de dolomie recristallisée ont montré 1107 et 15 350 ppm $U_3O_8$; l'échantillon le plus riche a révélé en outre 24 ppm $ThO_2$ et 15 000 ppb Au. Les lits de mudrock mauve sont également enrichis en uranium là où ils ont été altérés au voisinage des filons. Le programme de forage (Plummer, 1977) n'a révélé que très peu de minéralisation uranifère. Dans un trou, les analyses de carottes ont donné 0.012 % $U_3O_8$ sur 2 m et 0.005 % d'$U_3O_8$ sur 1 m; dans un autre trou, on a obtenu 0.017 % $U_3O_8$ sur 2.2 m.

Kish et Cuney (1981) ont suggéré que les filons ont été déposés par des solutions hydrothermales. Ils ont également proposé que la zone d'altération dans les épontes, habituellement de quelques centimètres de large, est due à un métasomatisme (développement d'albite au dépens de la séricite) caractérisé par une augmentation du rapport Na/K. Une étude des inclusions fluides dans le quartz des filons a permis à ces auteurs de préciser que la température des solutions hydrothermales variait de 300° à 350°C, sous une pression de 2.5 kb. Les solutions, sursaturées en NaCl, contenaient une grande quantité de $N_2$ et de $CO_2$. Kish et Cuney ont postulé, à partir de cette composition, que les solutions se sont formées durant le métamorphisme de sédiments sodiques, d'origine peut-être évaporitique. Ils ont souligné que des schistes sodiques sont en effet présents dans la vallée Mistamisk-Romanet, à quelques kilomètres de l'indice.

## Indice H (24 C/8-13)

Cet indice comprend deux affleurements minéralisés à 1 km au sud-est de l'indice G, l'un en bordure de la rivière Romanet, l'autre à une centaine de mètres au sud-ouest du premier. La minéralisation a été décrite par Charbonneau (1979) et Kish et Cuney (1981).

L'affleurement près de la rivière Romanet contient des filons radioactifs d'albite rose et de dolomite, ainsi que de dolomite et de quartz (figure 31). La radioactivité semble concentrée dans les filons albitiques. Les filons ont une largeur qui atteint 15 cm; la radioactivité varie de façon aléatoire en bordure. À l'affleurement le plus au sud-ouest (dénommé indice Kish), il y a au moins deux filons albitiques radioactifs; ces filons, qui atteignent 15 cm de large, contiennent les mêmes minéraux que ceux de l'indice G.

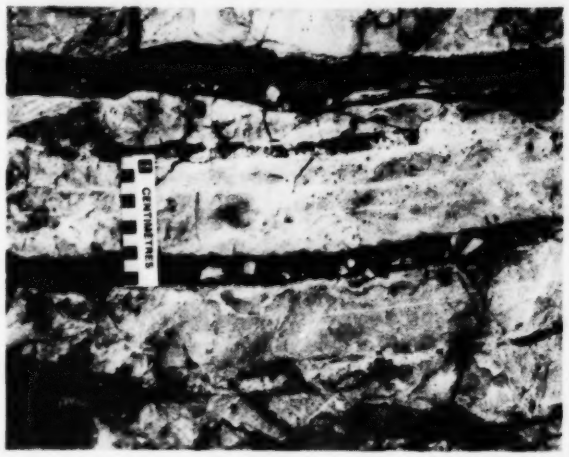



FIGURE 31 – Filons de feldspath rose et carbonate; seul celui au centre de la photo est très radioactif. Le feldspath rose se trouve surtout aux bordures des filons et le carbonate, au centre. Le filon du haut contient du quartz et n'est pas radioactif. Les filons recoupent du mudrock vert pâle perpendiculairement au litage. Indice H. Près de la rive sud de la rivière Romanet, à 2 km au sud-est du lac Mistamisk.

En général, les filons radioactifs des deux affleurements de l'indice H ont une aspect semblable à celui des filons de l'indice G. Ceux en bordure de la rivière sont cependant enrobés de malachite par endroits. Leur attitude est 145-160/70, c'est-à-dire semblable à celle des filons de l'indice G. À un endroit, il est évident que les filons remplissent des fissures de tension soit lenticulaires, soit continues. Les roches hôtes sont des mudrocks jaune-vert pâle en cassure fraîche et vert pâle en surface altérée, qui renferment quelques interlits de dolomie de 2 à 5 cm d'épais. Les mudrocks, laminés, sont en lits atteignant 1 m d'épais. Le litage a un pendage faible (de 15 à 25°) vers le nord-est. Le parallélisme du clivage et du litage suggère que la zone minéralisée se trouve sur le flanc d'un grand pli fortement déversé.

Charbonneau (1979) a rapporté que la teneur moyenne du filon principal à l'indice Kish, teneur obtenue d'analyses de plusieurs échantillons, est de 1189 ppm $U_3O_8$, 25 ppm $ThO_2$ et 500 ppb Au.

## Indice I

Un peu de minéralisation cuprifère se trouve à 0.5 km au nord de la décharge du lac Du Chambon, en bordure ouest de la rivière reliant le lac et la rivière Romanet. L'indice est au contact entre l'ardoise noire de la Formation de Du Chambon et la dolomie de la Formation d'Uvé. La minéralisation se trouve dans un lit, de 0.3 à 1.0 m d'épais, de chert (ou de dolomie cherteuse) rose grisâtre qui renferme des lentilles et des filons de carbonate beige à grain plus grossier, résultant, semble-t-il, de la recristallisation du lit. Les sulfures, pyrite et chalcopyrite, concentrés dans des parties fortement fracturées,

cisaillées et bréchifiées de la couche, occupent les interstices entre les fragments de roche cherteuse.

Une analyse d'un échantillon relativement riche en sulfures a donné 1.81 % Cu et < 0,5 g/t Au et Ag.

## Indice J (24 C/8-11)

Il s'agit d'un indice cuprifère sur la rive ouest du lac Plissé. La minéralisation se trouve dans une petite intrusion de meimechite; celle-ci, qui est reliée aux intrusions du lac Castignon plus au sud, a envahi des ardoises noires de la Formation de Du Chambon (Dimroth, 1969, 1970, 1978). La meimechite, une roche ultrabasique d'affinité kimberlitique (Dimroth, 1970), est à grain moyen (1 à 2 mm), massive et modérément à fortement magnétique; elle est gris verdâtre foncé en cassure fraîche et gris verdâtre moyen en surface altérée. Les bordures de l'intrusion sont plus fracturées que le centre. De l'actinote fibreuse et du talc se sont formés lors du mouvement le long de certaines des fractures.

La minéralisation est logée dans des fractures et des zones de cisaillement recoupant la meimechite sous divers angles; elle est donc concentrée près des bordures de l'intrusion. Les filons minéralisés ont une largeur de 1 à 15 cm et une longueur qui peut atteindre plusieurs mètres. Certains sont lenticulaires; ils ont quelques décimètres de long. Les filons consistent surtout en carbonate beige, lequel est accompagné d'un minéral micacé noir ou d'un minéral silicaté vert. Dans les zones bréchifiées, le carbonate remplit les interstices. Les sulfures, localement massifs sur quelques centimètres, consistent en pyrite, chalcopyrite et bornite. De la malachite est présente dans les filons et les roches encaissantes. Le plupart des sulfures cuprifères sont concentrés du côté nord-ouest de l'intrusion; la pyrite est dominante du côté sud-est. Cheriton (1963) a jugé que l'indice n'est pas d'intérêt économique.

## Indice K

Nous avons rencontré, en bordure du lac Du Chambon, une minéralisation de plomb et de cuivre dans la dolomie gréseuse de la Formation d'Alder. La minéralisation, de teneur très variable et logée dans une zone d'environ 2 m de large et de 25 m (minimum) de long, consiste surtout en pyrite sous forme de cubes d'au moins 0.5 mm d'arête. On trouve également de la pyrite dans des filons de quartz recoupant la dolomie. Nous avons vu de la galène dans une lentille de 3 par 1 cm; nous en avons également noté qui est finement disséminée. Enfin, nous avons remarqué un peu de chalcopyrite par endroits. Des filons de quartz recoupant la dolomie sont également minéralisés en pyrite. Kish et Tremblay-Clark (1978) mentionnent la présence de galène et de sphalérite jaune à cet indice. Un échantillon choisi, qu'ils ont fait analyser, a titré 4 % Pb.

## Indice L (24 C/8-6)

Connu sous le nom de « Deadbeat », cet indice est dans une unité de quartzite appartenant à la Formation d'Alder. L'indice est situé à 2,5 km au NE du lac Du Chambon. De la minéralisation cuprifère est visible dans quelques petits affleurements (ou blocs ?) mal exposés de quartzite gris blanc à patine rouillée. Localisée dans une zone d'environ 150 m de large, elle consiste en chalcopyrite, bornite et pyrite disséminées, accompagnées de malachite. Il existe quelques indications à l'effet que la minéralisation est contrôlée par un système de fractures étroites. L'indice n'est pas radioactif. Un échantillon que Cheriton (1963) a fait analyser a donné 3.90 % Cu et 0.005 oz/t Au sur 0.3 m; l'indice n'a cependant pas été considéré comme ayant un potentiel économique.

À une centaine de mètres à l'est de cet indice, nous avons découvert un sol radioactif. La radioactivité est sporadique dans le sol, le point le plus radioactif (90 fois le bruit de fond), étant sur le sommet d'une petite colline de dépôts meubles. Sur les flancs de celle-ci, nous avons trouvé, dans un rayon de 10 m, d'autres points radioactifs, mais plus faibles (environ 4 fois le bruit de fond). Plus loin encore, il y a d'autre points où la radioactivité est légèrement au-dessus du bruit de fond. Sur la colline, la radioactivité est concentrée dans plusieurs petits horizons lenticulaires noirs, à une profondeur de 10 cm. À cause de la présence de particules noires carbonisées, ce matériel semble lié à un ancien feu de forêt.

## Indice M (24 B/5-17)

Nous avons découvert cet indice, dénommé indice Simon, près de la rive sud de la rivière Romanet. L'indice est logé dans une bande de basalte que nous avons corrélée avec la Formation de Romanet.

L'indice consiste en deux filons et en de nombreux blocs, tous radioactifs. Un des filons, dont l'attitude est de 250/70, semble être continu sur au moins 30 m. Sa largeur est de 20 à 35 cm. La radioactivité, sporadique, atteint 110 fois le bruit de fond, bien que dans la plupart des cas, les mesures sont de l'ordre de 3 à 20 fois le bruit de fond. Le filon est rectiligne; à petite échelle, ses contacts sont cependant plutôt irréguliers. Le basalte, d'habitude gris verdâtre, devient rosâtre à moins de 5 cm du filon. Celui-ci est constitué principalement de plagioclase (probablement de l'albite) et de carbonate, dont la granulométrie est très variable (de fine à grossière). Une analyse de la roche est donnée dans le tableau 10.

De nombreux blocs radioactifs, distribués sur environ 500 m, se trouvent près et au sud-ouest de l'affleurement minéralisé. Certains, d'au moins plusieurs décimètres de large, de grain grossier à fin, homogènes et à patine rose, consistent en plagioclase, en carbonate et en un peu de quartz. La radioactivité est concentrée dans des fissures étroites; elle varie toutefois fortement et rapidement (2 à 100 fois le bruit de fond). Localement, des produits

**TABLEAU 10 – Analyse d'un filon sodique localement radioactif, indice M***

| | % poids | | ppm |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 65.20 | Cu | 17 |
| $TiO_2$ | 1.88 | Zn | 20 |
| $Al_2O_3$ | 16.40 | Pb | 2 |
| $Fe_2O_3$ | 0.13 | Co | 3 |
| FeO | 0.39 | V | 9 |
| MnO | 0.04 | Zr | 250 |
| MgO | 1.53 | Sr | 47 |
| CaO | 2.54 | Ba | 60 |
| $Na_2O$ | 9.48 | Rb | 21 |
| $K_2O$ | 0.16 | Nb | 16 |
| $P_2O_5$ | 0.24 | La | 6 |
| S | 0.02 | Y | 15 |
| Cl | 0.03 | U | 3 |
| F | 0.02 | Th | <5 |
| PAF | 3.71 | | |
| | | | g/t |
| | | Au | <0.5 |
| | | Ag | <0.5 |

* Échantillon TC-306F-82.

secondaires jaunes ont été observés. Le matériel dans les fissures est vert et chloritique, et la roche encaissante est rubéfiée sur 1 à 10 cm à partir des fissures. Dans certains blocs, de la chlorite est aussi en intercroissance avec l'albite ou est concentrée autour de fragments dans des zones bréchifiées. Nous avons également mesuré de la radioactivité (50 fois le bruit de fond) dans un filon de carbonate brun grossier traversant un bloc feldspathique rose. Le sol recouvrant un des blocs radioactifs est lui-même radioactif; il s'agit, de la base au sommet, de sol brun sablonneux (environ 30 cm), de sol gris pâle sablonneux (10 cm) et de matière organique noire (2 cm). La radioactivité, concentrée dans le sol gris, atteint environ 40 fois le bruit de fond. L'analyse d'un filon radioactif dans un bloc localisé à 1 km à l'ESE de l'indice M est présenté dans le tableau 16 (bloc 14). Ce filon titre 1,17 % U.

## Indice N (24 B/5-2)

L'indice cuprifère N a été mis au jour en 1962 suite à la découverte de minéralisation cuprifère par la société Delhi Pacific près de la rivière Romanet plus au sud-est (indice R). La minéralisation se trouve dans une unité sédimentaire appartenant à la Formation de Bacchus; situées sous un filon-couche de gabbro du Groupe de Montagnais, les roches sédimentaires, dont environ 10 m d'épaisseur sont visibles, comprennent surtout des ardoises noires et des grauwackes de grain fin à moyen, lesquels sont accompagnés de quelques interlits de dolomie. Les grauwackes exhibent ici et là un granoclassement suggérant une polarité normale. La séquence comprend 1 m de dolomie blanchâtre à l'intérieur de laquelle il y a deux lits de chert gris pâle de 10 cm d'épaisseur. Le litage a une attitude de 235/25.

La minéralisation, constituée de pyrite, chalcopyrite et malachite, est assez sporadique. Elle n'est pas liée à un horizon particulier, mais plutôt à un système de fractures répétées, dont l'attitude est d'environ 140/85. La zone minéralisée, qui a 30 m de long, n'est pas d'intérêt économique.

Vers le sud-ouest, une faille NW-SE recoupe les sédiments et le gabbro; les sédiments ont subi un déplacement senestre apparent de 50 m. Cette faille est subparallèle à un linéament prononcé, orienté NW-SE, immédiatement à l'est de l'affleurement minéralisé. Pudifin (1962) a dénommé ce linéament « Copper Fault », faisant ainsi le lien entre le linéament et la faille qui semble contrôler la minéralisation sur la propriété de Delhi Pacific plus au sud-est. À notre avis, il s'agit de deux accidents tectoniques différents.

## Indices O, P, Q

La compagnie Rio Tinto Canadian Exploration a exploré, en 1962, des indices de cuivre (sous option de Tache Lake Mines Ltée) près de la rivière Romanet, approximativement à la longitude 67°57′. Un programme de prospection n'ayant révélé aucune minéralisation économique, l'exploration des indices fut discontinuée. Depuis lors, de la radioactivité a été détectée dans certains de deux-ci.

### INDICE O (24 B/5-3)

Cet indice, à environ 50 m au sud de la rivière Romanet, se trouve dans la Formation de Lace Lake, très près du contact avec la Formation de Dunphy. Celle-ci consiste en dolomie beige-blanc, à patine beige-jaune, beige ou rose, qui renferme quelques interlits, de moins de 30 cm d'épais, de schiste verdâtre. À 0.4 km à l'ouest de l'indice, les interlits de schiste deviennent mauves. Localement, nous avons observé des laminations cryptalgales et des stromatolites bulbeux dans la dolomie. Le Lace Lake consiste en mudrock et siltite laminés, gris foncé à gris moyen. Près du contact avec le Dunphy, ces pélites contiennent de nombreux interlits de dolomie. En s'approchant de la zone minéralisée, on remarque que les pélites acquièrent une patine vert pâle ou jaunâtre. Ce changement de couleur est accompagné d'une augmentation du nombre de filons de feldspath et quartz et de filons de quartz. Les filons, qui atteignent 20 cm d'épais, sont à grain moyen et s'altèrent blanc. À un endroit, l'injection des filons a comporté une bréchification des sédiments et produit ainsi une texture agmatitique. Les filons suivent ordinairement le clivage ardoisier dans les sédiments et ne sont pas plissés par ce dernier. Ils semblent donc être postérieurs au clivage ardoisier. On soupçonne une relation génétique entre les filons de feldspath et quartz et les filons de quartz, étant donné leurs caractéristiques plutôt gradationnelles.

La zone minéralisée est d'au moins 60 m de long (E-W) et d'environ 8 m de large (N-S). La zone, mise au

jour par des tranchées, se situe entre 0 et 20 m du contact avec la dolomie de Dunphy. Nous avons choisi deux échantillons de la zone la plus riche en sulfures (tranchée 9); les analyses sont présentées au tableau 11. Notons les valeurs élevées en Cu, ainsi que les teneurs significatives en Co, Zn, Ni, Au et Ag. Lehto (1962) a rapporté 1.17 % Cu sur 3.8 m dans la tranchée 8, ainsi que 3.40 % Cu, 0.40 oz (13,7 g/t) Ag et 0.10 oz (3,4 g/t) Au sur 1 m dans la tranchée 9.

Le contexte géologique de la minéralisation semble varier quelque peu de place en place. Ainsi, à l'extrémité est de la zone minéralisée (tranchée 8 de Lehto, 1962), les sulfures sont concentrés dans une bande très silicifiée d'environ 1.2 m de large; celle-ci est à 15 m du contact avec la dolomie de Dunphy. Il s'agit surtout de pyrrhotite accompagnée d'amas, de lentilles ou de veinules de chalcopyrite; un peu de bornite est également présente; la gangue est quartzeuse. Les roches sédimentaires mises au jour dans la tranchée 8 sont généralement silicifiées, à cause de nombreux filons de quartz. La tranchée révèle aussi un peu de carbonate brun et de chlorite à grain grossier, traversés par des veinules de quartz à sulfures.

La tranchée à l'extrémité ouest de la zone (tranchée 9 de Lehto, 1962) est au contact même de la dolomie de Dunphy. Elle révèle une abondance de filons de feldspath et quartz dans une roche constituée de dolomite-ankérite (figure 32). Nous pensons que le carbonate s'est formé durant l'altération de la dolomie, altération produite par l'injection des filons de feldspath et quartz. Le carbonate s'altère en brun et est très grossier. Des schlieren chloritiques verts sont peut-être des vestiges du litage. La zone la plus riche en sulfures, de 1 m de large, contient beaucoup de chlorite et de dolomite-ankérite. La chalcopyrite, très abondante, est accompagnée de beaucoup de pyrite en cubes. De la malachite et de l'azurite sont également présentes. À quelques mètres seulement (vers le nord) de la zone la plus riche en sulfures, les sédiments pélitiques sont chloritiques et renferment beaucoup de grands cubes (jusqu'à 1 cm) de pyrite mais ne contiennent pas de chalcopyrite. Quelques mètres plus loin, ils sont stériles.

Les valeurs élevées en Ca, Ni et Zn suggèrent que cette minéralisation épigénétique a un lien avec des roches ignées basiques.

Nous avons détecté de la radioactivité en plusieurs endroits dans les filons de feldspath et quartz traversant les mudrocks et siltites à proximité de la zone minéralisée. La radioactivité (150 à 500 cps avec un McPhar TC-33), qui varie de 2 à 6 fois le bruit de fond, est très

FIGURE 32 – Roche riche en dolomite-ankérite, à patine brune, envahie par d'abondants filons de feldspath et de quartz. Indice O. Rive sud de la rivière Romanet.

**TABLEAU 11 – Analyses d'échantillons riches en sulfures, indices O et Q (Tache Lake)**

| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | ppm* | | | | ppm | |
| Cu | 30.8 % | 21.2 % | 1.02 % | Sr | 140 | 120 | 110 |
| Zn | 310 | 260 | 130 | Ba | <20 | <20 | <20 |
| Pb | <0.5 | 1 | <0.5 | Rb | 25 | 50 | <5 |
| Ni | 190 | 340 | 61 | As | 2 | 70 | — |
| Co | 210 | 2000 | 88 | U | 3 | 3 | <2 |
| Cr | 0.3 | 0.6 | 38 | Th | <5 | <5 | <5 |
| V | 16 | 12 | 66 | | | | |
| Zr | 37 | 120 | 100 | | | | |
| | | | | | | g/t | |
| | | | | Au | <0.5 | 0.5 | <0.5 |
| | | | | Ag | 21.8 | 44.7 | 2.8 |

1. Chalcopyrite massive. Indice O (TC-255I-82).
2. Échantillon riche en chalcopyrite. Indice O (TC-255K-82).
3. Roche à albite, quartz, carbonate et chlorite renfermant de la chalcopyrite et de la pyrite. Indice Q (TC-248C-82).

— Non déterminé

* Sauf pour Cu, qui est en %.

restreinte. On a observé des zones radioactives (2 à 4 fois le bruit de fond) sur des distances atteignant 2 m le long des filons, mais la plupart sont bien plus restreintes. L'épaisseur des filons est typiquement de 1 à 2 cm.

### INDICE P (24 B/5-18)

Il s'agit d'un indice cuprifère et radioactif au nord de la rivière Romanet. La minéralisation est près du contact entre une petite intrusion de gabbro sous forme de « patate » et des ardoises du Lace Lake.

La pointe rocheuse au sud-est de la minéralisation consiste en ardoises à laminations planes. Nous avons observé, ici et là dans les ardoises, du granoclassement (dans des lamines de 1 à 10 mm d'épais) et des laminations entrecroisées. Les ardoises sont recoupées par des filons de plusieurs générations. Certains filons consistent surtout en albite maclée, laquelle est accompagnée d'une quantité variable, ordinairement petite, de quartz. D'autres filons consistent principalement en quartz. L'abondance de tels filons est un facteur déterminant dans la couleur des ardoises. Ainsi, là où il y en a peu, l'ardoise est gris moyen, mais là où il y en a beaucoup, elle est gris verdâtre en surface fraîche et vert pâle en surface altérée. Elle montre un clivage ardoisier ainsi que des indications de deux plissements subséquents.

Les filons de feldspath et quartz ont une surface altérée blanche. Leur granulométrie varie de 1 mm à plusieurs millimètres; certains sont pegmatitiques. Ils semblent avoir une préférence pour le deuxième clivage. Leur forme est plutôt irrégulière et leur largeur varie de quelques centimètres à 1 m. Par endroits, les contacts avec les ardoises sont bréchifiés, et des fragments anguleux de roches sédimentaires sont entourés de matériel injecté. Les filons de feldspath et quartz sont par endroits recoupés par des veinules millimétriques de quartz.

Une brèche (unité 12) se présente le long du contact entre le gabbro et les ardoises. Son contact avec le gabbro est net, sans gradation. Celui-ci ne semble pas avoir une bordure figée. L'autre contact est avec une roche à feldspath et quartz bréchifiée et rouillée. La brèche, de 4 m de large, consiste en fragments anguleux gris pâle et verts, supportés par une matrice vert moyen (voir analyse n° 1, tableau 7). Tout comme dans les filons décrits ci-dessus, les fragments sont composés principalement d'albite et de quartz qui montrent des indications de déformation et de recristallisation. Leur taille varie de 1 mm à 8 cm; des variations dans leur quantité définissent une foliation, semblable à un litage, qui est parallèle au contact avec le gabbro; les fragments allongés sont alignés parallèlement à cette foliation. La brèche renferme de nombreux cubes de pyrite atteignant 1 cm de large.

À l'est de la brèche se trouvent environ 8 m d'une roche à feldspath et quartz mélangée avec une roche laminée grise, très siliceuse, à aspect cherteux et localement bréchifiée. Encore plus à l'est se trouvent les roches sédimentaires laminés verdâtres, mentionnées ci-dessus.

De la minéralisation cuprifère est visible dans une tranchée (tranchée 3 de Lehto, 1962) creusée au contact avec le gabbro. Elle est logée dans des roches silicifiées, à patine rouillée. Lehto (1962) a rapporté de la pyrite, de la chalcopyrite et de la chalcosine dans la tranchée: la minéralisation a donné à l'analyse 0.30 % Cu et 0.10 oz/t Ag sur 5 m. À environ 30 m du gabbro, nous avons observé de petits amas de pyrrhotite et de chalcopyrite, généralement associées à du quartz, dans des roches sédimentaires laminées vertes. Nous y avons également décelé un peu de radioactivité; un scintillomètre McPhar TC-33 a mesuré jusqu'à 4 fois le bruit de fond.

### INDICE Q (24 B/5-19)

Cet indice se trouve à 250 m au nord-est du précédent. Il se situe, lui aussi, au contact entre un corps de gabbro et les ardoises de la Formation de Lace Lake. Les ardoises, gris foncé à noires et graphitiques, sont laminées à l'échelle de 1 à 10 mm. Le clivage ardoisier a été bien plissé lors d'une déformation ultérieure.

Une brèche (unité 12) semblable à celle de l'indice P est située le long du contact (non faillé) entre le gabbro et les ardoises (figure 11). La brèche, de 3 m de large, est composée de fragments centimétriques, consistant surtout en albite, dans une matrice d'actinote, de chlorite et de plagioclase. Les textures suggèrent qu'elle a subi une déformation et une recristallisation prononcées. La brèche renferme de la pyrite, de la chalcopyrite et un peu de bornite. À son contact avec les ardoises, nous avons observé une bande, de 0.6 m de large, de roche fortement recristallisée, consistant surtout en albite, quartz, carbonate et chlorite, qui renferme les mêmes sulfures que la brèche, mais en quantités plus élevées (tableau 11, analyse n° 3). Au contact avec cette dernière, l'ardoise est fortement lessivée et albitisée ainsi que recoupée par des filons centimétriques très riches en albite. Des veinules de quartz semblent abondantes par endroits.

Un échantillon choisi de la roche non bréchique a donné à l'analyse 1.02 % Cu, 2.8 g/t Ag et < 0.5 g/t Au (tableau 11, analyse n° 3). Lehto (1962) a rapporté, pour les tranchées 4 et 5, les résultats suivants: 1.11 % Cu, 0.08 oz/t Ag et 0.02 oz/t Au sur 3 m; 0.35 % Cu et 0.14 oz/t Ag sur 0.6 m; 0.30 % Cu et 0.16 oz/t Ag sur 0.6 m; 1.05 % Cu, traces d'Ag et 0.02 oz/t Au (échantillon choisi).

## Indice R (24 B/5-4)

Il s'agit d'un indice cuprifère découvert en 1961. Cet indice, l'un des plus impressionants de la région, a fait l'objet d'un programme d'exploration, y compris 1545 m de forage, par la Delhi Pacific Mines. Les sondages ont recoupé des horizons minéralisés, mais ceux-ci étaient sporadiques et plutôt décevants.

L'indice se trouve dans l'escarpement qui limite la vallée Mistamisk-Romanet au nord, à quelque 60 m au-dessus du niveau de la rivière Romanet (figure 33). Une zone rouillée peut être suivie sur plus de 1 km le long de l'escarpement. Sa largeur varie entre quelques mètres et environ 45 m. La compagnie a creusé plusieurs tranchées dans la zone rouillée et a rapporté les résultats suivants (Zurowski, 1962):

tranchée A: 1.16 % Cu et traces d'Au, sur 18 m

tranchée B: 4.23 % Cu et 0.40 oz/t Ag, sur 8 m

tranchée C: pas d'analyses

tranchée D: 0.54 % Cu et traces d'Ag, sur 23 m

tranchée E: pas d'analyses

tranchée F: 1.13 % Cu et traces d'Ag, sur 2 m

tranchée G: 2.56 % Cu et traces d'Ag, sur 3 m

Nous avons fait analyser trois échantillons provenant de la tranchée B et un échantillon de la tranchée G. Les résultats sont présentés dans le tableau 12.

Six des douze trous de forage ont recoupé des zones minéralisées dépassant 1.0 % Cu (Zurowski, 1963). Ces zones ont une épaisseur qui varie entre 0.3 et 2.9 m. Un trou a donné une teneur de 0.69 % Cu sur 30 m. S'ils ont démontré la continuité en profondeur des unités lithologiques vues à la surface, les sondages n'ont pas indiqué que celle des zones minéralisées était importante.

L'escarpement est formé de roches de la Formation de Bacchus, comprenant de l'ardoise noire, de la roche albitique noire (qui ressemble à un chert noir), de la roche albitique beige à grise, laminée, à sulfures cuprifères, du gabbro et du basalte (communément coussiné). Des amas de brèche albitique (unité 12) sont également présents. Les traces de deux failles importantes et probablement de plusieurs failles ou zones de cisaillement

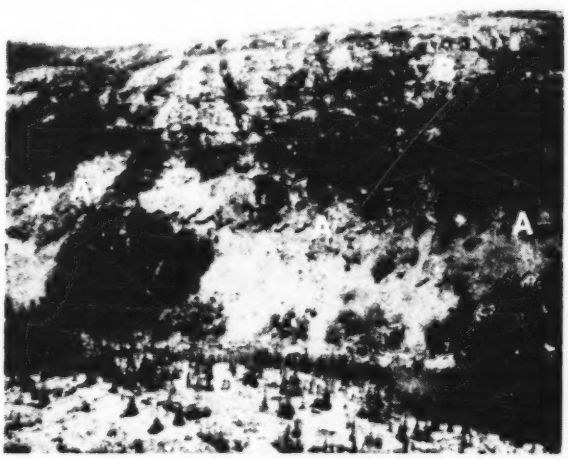



FIGURE 33 – Escarpement renfermant la zone minéralisée (A) explorée par la Delhi Pacific. Noter les basaltes coussinés (B) et les métasédiments (C) de la Formation de Bacchus. Ces derniers sont injectés par des filons-couches de gabbro. Les zones de failles sont également indiquées. Indice R. Près de la rive nord de la rivière Romanet.

**TABLEAU 12 – Analyses partielles de roches de l'indice R (Delhi Pacific)**

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| | | ppm* | | |
| Cu | 0.77 % | 4.85 % | 6.40 % | 0.70 % |
| Zn | 91 | 740 | 830 | 72 |
| Pb | <0.5 | 2 | 2 | 2 |
| Ni | 33 | 26 | 89 | 72 |
| Co | 44 | 11 | 26 | 31 |
| Cr | 32 | 200 | 65 | 39 |
| V | 88 | 165 | 84 | 94 |
| U | <2 | 7 | 5 | 2 |
| Th | <5 | <5 | 5 | 15 |
| Ba | <20 | <20 | 20 | 100 |
| Rb | <5 | 6 | 13 | 49 |
| Sr | 41 | 52 | 67 | 68 |
| Mo | <3 | 31 | 28 | 9 |
| Zr | 140 | 88 | 130 | 110 |
| | | ppb | | |
| Au | 105 | <500 | 1 300 | <500 |
| Ag | 1500 | 14 900 | 23 300 | <500 |

1. Brèche albitique à chalcopyrite. Tranchée G (TC-45-6-83).
2. Roche albitique minéralisée. Tranchée B (TC-290K-82).
3. Roche albitique minéralisée. Tranchée B (TC-290J-82).
4. Roche albitique minéralisée. Tranchée B (TC-290M-82).

* Sauf pour Cu, qui est en %.

secondaires se trouvent dans l'escarpement. Au-dessus de la faille supérieure, les roches sont des basaltes accompagnés de bandes de gabbro et d'interlits de roche albitique beige ou grise laminée à grain fin. Les roches albitiques pâles ainsi que la minéralisation cuprifère sont particulièrement abondantes immédiatement au-dessus de la faille, formant une bande dont l'épaisseur apparente est très variable, allant de quelques mètres à environ 45 m.

Le long de la trace de la faille supérieure, on peut suivre une zone cisaillée, broyée et limonitique, de couleur jaune à brune (figure 34). Le dernier mouvement dans la faille a localement causé une dilatation importante, et les cavités ont été remplies d'une grande quantité de calcite minéralisée.

La présence de failles secondaires est indiquée par des zones de fracturation, de cisaillement ou de broyage, accompagnées de diverses altérations (silicification, filons de calcite dans des fractures, actinote fibreuse sur des surfaces de glissement, cubes de pyrite, amas de pyrrhotite et de chalcopyrite, etc.). Les basaltes et les gabbros au-dessus de la zone de faille supérieure ont été fracturés en gros blocs anguleux métriques à plurimétriques, qui sont partiellement entourés de roche albitique déformée et de calcite.

La faille supérieure est située immédiatement au-dessus d'un horizon de roche albitique noire ou grise. Cet horizon, bien qu'assez mince (1 à 2 m), est néanmoins très persistant le long de l'escarpement. Déformé, il montre des structures allant des ondulations à des plis

FIGURE 34 – Zone de faille dans l'escarpement de l'indice de Delhi Pacific. Les roches ignées basiques (A) sont oxydées sur quelques mètres. Les zones de cisaillement et de broyage intense, généralement peu épaisses, semblent discontinues latéralement et sont partout très oxydées. La zone de faille est surmontée par du gabbro pauvre en sulfures, et est sus-jacente à un niveau mince d'ardoise noire (non visibles sur la photo). Indice R. Près de la rive nord de la rivière Romanet.

serrés. Ces structures suggèrent qu'au moins deux épisodes de plissement ont précédé la dilatation dans la zone de faille. Le style des plis dans les roches albitiques au sein et au-dessus de la faille appuie cette conclusion.

Entre les deux failles principales, les roches sont surtout des gabbros et des schistes chloritiques, avec intercalations de mudslate noir et, moins communément, de roche albitique noire et grise. La trace de la faille inférieure est à la base de la colline, et les roches immédiatement au-dessous sont très mal exposées. Nous y avons trouvé, cependant, quelques petits affleurements d'ardoise gris foncé. Encore plus au sud, des filons-couches de gabbro sont interstratifiés avec des siltslates et des mudslates gris pâle à foncé, accompagnés de quelques rares horizons tufacés.

La plus grande partie de la minéralisation se trouve dans les quelques mètres au-dessus de la faille supérieure. Par exemple, à proximité de la tranchée B (Zurowski, 1962), il y a une épaisseur d'environ 6 m de brèche de faille et de roche broyée immédiatement au-dessus d'une unité mince de roche albitique noire et grise, graphitique et altérée. Des fragments de roche albitique laminée grise ou de couleur chair, ainsi que (plus rarement) des fragments de gabbro ou de basalte, dont quelques-uns sont plissés, sont entourés d'une matrice calcitique. On note de nombreux cubes de pyrite; des filons de pyrite et de chalcopyrite tapissent des fractures. L'intensité de la bréchification est très variable latéralement. La zone bréchifiée est surmontée de plusieurs mètres de roche albitique laminée, interstratifiée avec quelques bandes de roche ignée basique. Cette zone de roche laminée est aussi très plissée et renferme beaucoup de chalcopyrite (voir tableau 12, analyses provenant de la tranchée B) accompagnée de pyrrhotite et de pyrite. Comme on peut le voir dans la tranchée B, la chalcopyrite est concentrée sur une épaisseur d'environ 6 m, pour être ensuite disséminée plus haut. Latéralement, l'épaisseur de la roche albitique laminée est variable. Plus haut, le basalte non altéré ne renferme qu'un faible pourcentage de pyrrhotite disséminée et des traces de chalcopyrite; il est recoupé, en plusieurs endroits, par de petits filons de calcite.

Dans la roche albitique laminée, la chalcopyrite, la pyrrhotite et la pyrite sont habituellement localisées dans des filonnets et dans de petits amas irréguliers de roche albitique à grain relativement grossier par rapport à celui de la roche albitique encaissante. La texture actuelle de la minéralisation est donc liée à une recristallisation de la roche albitique, laquelle s'est probablement formée par l'albitisation d'un protolithe. Le moment de l'emplacement initial des sulfures par rapport à l'albitisation n'est pas encore connu. Cependant, le fait que des sulfures cuprifères soient présents dans la matrice albitique des amas de brèche de l'unité 12 observés à Delhi Pacific et ailleurs suggère que leur origine est associée au métasomatisme sodique et qu'ils n'étaient pas présents avant celui-ci.

La nature originelle des roches albitiques noires, beiges ou grises n'est pas connue; celles-ci auraient pu être des roches sédimentaires ou des tufs. Le métasomatisme sodique a été très fort, et a donné lieu à des teneurs en $Na_2O$ entre 7 et 11 % (tableau 13) et, peut-être, à la minéralisation sulfurée. Les textures et les structures suggèrent que le métasomatisme s'est produit après le premier épisode de plissement mais avant ou pendant le deuxième.

Il est possible que les deux failles principales marquent les tracés de deux failles de chevauchement hâtives qui suivaient des horizons pélitiques. Selon cette hypothèse, les mouvements tectoniques ultérieurs vers le haut des roches de la vallée auraient été facilités par la présence de ces plans de faiblesse structurale. Le broyage, la dilatation et l'emplacement de la calcite minéralisée à l'indice Delhi Pacific sont des manifestations de ces mouvements tardifs.

**TABLEAU 13 – Analyses de roches de l'indice R (Delhi Pacific)**

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | % poids | | | |
| $SiO_2$ | 65.40 | 60.80 | 42.9 | 62.30 | 45.10 | 54.10 |
| $TiO_2$ | 0.67 | 0.70 | 0.53 | 1.76 | 0.26 | 0.63 |
| $Al_2O_3$ | 18.70 | 17.40 | 13.20 | 15.50 | 13.10 | 16.10 |
| $Fe_2O_3$ | 0.19 | 2.25 * | 8.51 * | 2.41 * | 3.80* | 2.16 |
| FeO | 0.02 | — | — | — | — | 0.93 |
| MnO | <0.01 | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.11 | 0.04 |
| MgO | 0.05 | <0.04 | 1.25 | 3.05 | 0.56 | 3.49 |
| CaO | 0.89 | 4.47 | 11.90 | 3.55 | 15.90 | 1.36 |
| $Na_2O$ | 10.50 | 9.82 | 7.12 | 8.23 | 7.48 | 2.15 |
| $K_2O$ | 0.07 | 0.05 | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 3.19 |
| $P_2O_5$ | <0.03 | 0.10 | 0.04 | <0.03 | <0.03 | <0.03 |
| S | 0.02 | 0.93 | 5.63 | 1.12 | 1.46 | — |
| Cl | 0.003 | 0.003 | 0.006 | 0.007 | — | — |
| F | 0.009 | 0.01 | 0.006 | 0.02 | — | — |
| PAF | 3.12 | 2.72 | 9.32 | 1.94 | 10.30 | 14.80 |
| | | | ppm** | | | |
| Cu | 33 | 320 | 0.27 % | 660 | 0.17 % | 28 |
| Zn | 7 | 8 | 28 | 18 | 22 | 29 |
| Pb | 1 | 3 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 1 |
| Ni | — | — | — | 27 | 8 | 5 |
| Co | 5 | 7 | 19 | 11 | 14 | 3 |
| Cr | — | — | — | 41 | 12 | 130 |
| V | 69 | 69 | 75 | 390 | 25 | 130 |
| U | 6 | <2 | 3 | <2 | <2 | 3 |
| Th | 15 | 14 | <5 | <5 | <5 | 15 |
| Ba | 10 | 10 | 10 | 10 | — | — |
| Rb | <5 | <5 | <5 | <5 | — | — |
| Sr | 30 | 70 | 60 | 20 | — | — |
| Sn | <1 | <1 | <1 | — | — | — |
| Mo | <3 | <3 | 9 | — | 3 | — |
| Ta | <20 | <20 | <20 | — | — | — |
| Nb | 7 | 9 | 5 | 6 | — | — |
| B | 73 | 5 | 3 | — | — | — |
| Y | 7 | 22 | <5 | 37 | — | — |
| Zr | 160 | 140 | 91 | 110 | 100 | 150 |
| | | | ppb | | | |
| Au | <15 | <15 | 60 | <15 | <15 | <15 |
| Ag | <250 | <250 | 750 | <250 | 500 | <250 |
| | | | Compositions normatives (cations)*** | | | |
| Q | 2.07 | 0.00 | 0.00 | 4.31 | | 23.44 |
| C | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | 8.66 |
| Or | 0.39 | 0.28 | 0.48 | 0.39 | | 22.41 |
| Ab | 92.84 | 82.81 | 32.63 | 72.40 | | 22.89 |
| An | 3.66 | 3.21 | 4.02 | 5.06 | | 7.91 |
| Ne | 0.00 | 2.62 | 20.70 | 0.00 | | 0.00 |
| Di | 0.26 | 0.16 | 7.24 | 9.66 | | 0.00 |
| He | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | 0.00 |
| En | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.43 | | 11.45 |
| Fs | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | 0.00 |
| Fo | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | 0.00 |
| Fa | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | 0.00 |
| Wo | 0.09 | 7.15 | 19.45 | 0.00 | | 0.00 |

**TABLEAU 13 – (suite)**

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ru | 0.46 | 0.48 | 0.39 | 1.20 | | 0.00 |
| Mt | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | 1.77 |
| Il | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | 1.05 |
| Hm | 0.13 | 1.47 | 1.33 | 1.65 | | 0.39 |
| Ap | 0.04 | 0.20 | 0.09 | 0.04 | | 0.04 |
| Po | 0.02 | 0.09 | 4.90 | 0.02 | | 0.00 |

1. Roche albitique noire (TC-290-82).
2. Roche albitique beige (TC-290E-82).
3. Roche albitique beige-gris (TC-290H-82).
4. Roche albitique grise (TC-290B-82).
5. Brèche albitique. Tranchée G (TC-45-7-83).
6. Ardoise noire (TC-92-83).

— Non déterminé

* Fe total exprimé comme $Fe_2O_3$

** Sauf le Cu des analyses 3 et 5, qui est en %

*** Non calculées pour l'analyse 5.

## Indices S, T, U

Suite à la découverte de minéralisation cuprifère par la société Delhi Pacific, la Chibtown Copper Corporation a jalonné, en 1961, des claims dans le secteur immédiatement à l'est. Ce secteur se trouve au nord de la rivière Romanet, approximativement à la longitude 67°52.5'.

La compagnie a découvert trois indices minéralisés. Le plus important (U) consiste en chalcopyrite dans la dolomie de la Formation de Dunphy. Le deuxième (S) renferme un peu de bornite, de chalcopyrite et de chalcosine dans une interstratification de mudrock et de dolomie de la Formation de Lace Lake. Le troisième (T) est caractérisé par un peu de pyrrhotite et de chalcopyrite disséminées dans du basalte de la Formation de Bacchus. Après un été d'exploration, le potentiel des indices a été jugé insuffisant pour mériter une poursuite des travaux.

### INDICE S

Cet indice est sur une petite île de la rivière Romanet. Les roches de l'île représentent la zone de contact des Formations de Dunphy et de Lace Lake. La moitié nord de l'île consiste en schiste vert pâle avec des interlits de dolomie à patine brun moyen. La moitié sud est composée de dolomie avec de minces interlits fissiles. La dolomie est beige à chair en cassure fraîche et jaune pâle à beige en surface altérée. Les petits plis semblent appartenir à une deuxième génération de plis.

Au centre de l'affleurement, il y a une bande de roche gris foncé, de 0.6 m d'épais, qui consiste en quartz, feldspath et biotite de granulométrie moyenne et qui renferme des filons et des lentilles de calcite à grain grossier. Ces filons contiennent un peu de bornite et de malachite. Grattan-Bellew (1962) pense que cette bande de roche est un dyke basique altéré. Il a également identifié un peu de chalcopyrite et de chalcosine.

### INDICE T

Cet indice se trouve dans des gabbros, à environ 300 m au nord de la rivière Romanet. Nous avons corrélé avec la Formation de Bacchus les bandes de roches sédimentaires intercalées dans ces gabbros. L'indice est à proximité de la faille majeure qui longe la limite nord de la vallée Mistamisk-Romanet. Grattan-Bellew (1962) a remarqué un peu de pyrrhotite et de chalcopyrite dans les roches ignées, qu'il a qualifiées de basaltes.

### INDICE U (24 B/5-5)

Cet indice se trouve principalement dans la dolomie de la Formation de Dunphy, près du contact avec les roches sédimentaires et volcaniques sus-jacentes de la Formation de Lace Lake. Ces dernières consistent en schistes laminés gris foncé ou verdâtres, en lits de moins de 1 m d'épais. Il se peut qu'il s'agisse d'une séquence de mudrocks, de tufs basiques et de volcanoclastites. Ces roches sont injectées ici et là par des filons et des lentilles de quartz gris, rouillés en plusieurs endroits, auxquels une altération vert pâle est associée ici et là. Les schistes sont très déformés; ils montrent un clivage ardoisier sur lequel deux linéations de crénulation sont visibles.

À moins de 5 m du contact avec la dolomie, les schistes renferment quelques interlits de dolomie à patine brune. Là, les schistes s'altèrent vert pâle et sont recoupés par de nombreux filons de quartz.

La dolomie, massive, est beige pâle, gris pâle ou blanche en cassure fraîche et beige ou grise en surface altérée. Elle renferme quelques interlits, vert pâle et schisteux, et des lamines, centimétriques, de grès ou de grès argileux. Près du contact, dans la zone fortement minéralisée (voir ci-dessous), la dolomie est injectée par de très nombreux filons de quartz et de dolomite-ankérite.

Il n'y a pas d'indication d'une faille au contact entre le Lace Lake et le Dunphy. En fait, les roches des deux formations sont interlitées sur quelques mètres. Le contact est pris en un pli de type S plongeant vers le nord-est. La zone fortement minéralisée, bien que principalement dans la dolomie près du contact avec les schistes, s'étend vers l'ouest dans les schistes pris dans ce pli en S.

La zone à forte minéralisation se trouve surtout à moins de 20 m du contact avec le Lace Lake; elle s'étend en direction E-W sur au moins 50 m. Nous avons observé de la minéralisation sporadique jusqu'à une distance de 40 m au sud de la zone principale et sur environ 60 m en direction E-W.

Deux échantillons choisis dans la zone fortement minéralisée ont donné à l'analyse les résultats suivants: 2.25 % Cu et 1.2 g/t Ag; 1.76 % Cu et 2.8 g/t Ag (tableau 14, analyses n° 1 et n° 2). Un échantillon typique de la zone plus faiblement minéralisée a donné 0.10 % Cu et < 0.5 g/t Ag (tableau 14, analyse n° 3).

**TABLEAU 14 – Analyses partielles de roches de l'indice U (Chibtown Copper).**

| | 1 | 2 | 3 |
|---|---|---|---|
| | | ppm* | |
| Cu | 1.76 % | 2.25 % | 0.10 % |
| Zn | 19 | 36 | 16 |
| Pb | 2 | < 0.5 | 1 |
| Ni | 11 | 18 | 10 |
| Co | 6 | 14 | 6 |
| Cr | 3 | 6 | 6 |
| V | 3 | 3 | 6 |
| Zr | < 5 | < 5 | < 5 |
| Sr | 35 | 84 | 81 |
| Ba | 40 | < 20 | < 20 |
| Rb | < 5 | < 5 | < 5 |
| As | 4 | < 1 | 4 |
| Mo | < 3 | 6 | < 3 |
| U | 5 | 2 | 2 |
| Th | < 5 | < 5 | < 5 |
| | | g/t | |
| Au | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 |
| Ag | 1.2 | 2.8 | < 0.5 |

1 Roche à quartz et carbonate renfermant de la chalcopyrite. Tranchée est (TC-271B-82).

2 Filons de carbonate et quartz renfermant des filonnets de chalcopyrite. Tranchée ouest (TC-271E-82).

3 Dolomie faiblement minéralisée en chalcopyrite. A environ 25 m de la zone fortement minéralisée (TC-273A-82).

* Sauf pour Cu, qui est en %.

Nous n'avons observé que de la chalcopyrite. Dans la zone principale, celle-ci est en grains ou en amas logés surtout dans des filons et lentilles de quartz et de dolomite-ankérite et dans des amas irréguliers de quartz (figures 35, 36, 37). Dans la zone faiblement minéralisée, elle forme des grains ou des lentilles associés communément à de petites ségrégations de quartz; elle est également disséminée dans la dolomie, sous forme de grains individuels.

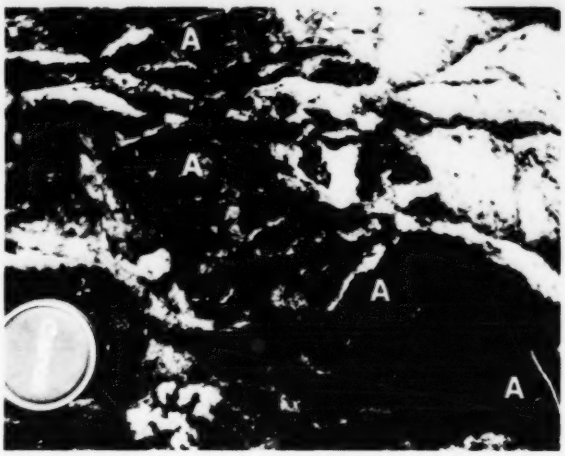



FIGURE 35 – Veine de dolomite-ankérite (A) injectée par des filons de quartz déformés. La chalcopyrite est disséminée dans le carbonate et les filons de quartz ultérieurs. Indice U. Près de la rive nord de la rivière Romanet.

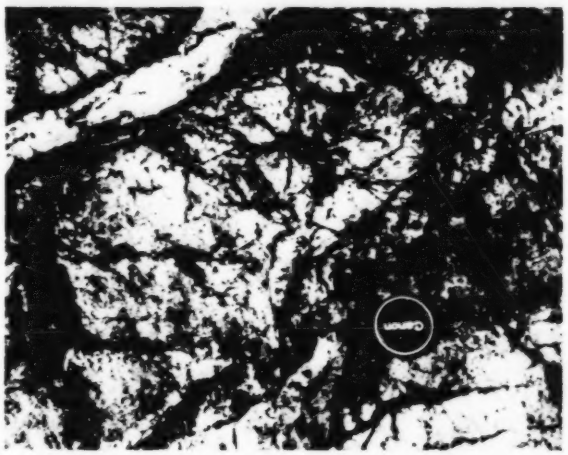


FIGURE 36 – Filons de quartz et de quartz + carbonate recoupant la dolomie de Dunphy. Ces filons, plissotés par le deuxième épisode de déformation, renferment ici et là beaucoup de chalcopyrite (p.ex., celui au-dessus du capuchon). Le filon riche en quartz (dans le coin supérieur gauche) contient un peu de chalcopyrite disséminée; il a de 2 m de long. Indice U.

Dans la zone principale, les filons, dont l'épaisseur varie entre 1 mm et 30 cm, semblent être orientés dans toutes les directions. Ils consistent en quartz et dolomite-ankérite, bien que les plus minces ne semblent formés que de quartz. Plusieurs n'ont que quelques centimètres de long et se présentent en échelon. Les plus épais ont jusqu'à 5 m de long. Plusieurs filons résultent probablement du remplissage de fissures de tension. De nombreux filons sont plissés; d'autres ne sont pas du tout déformés. Mais ils sont tous minéralisés.

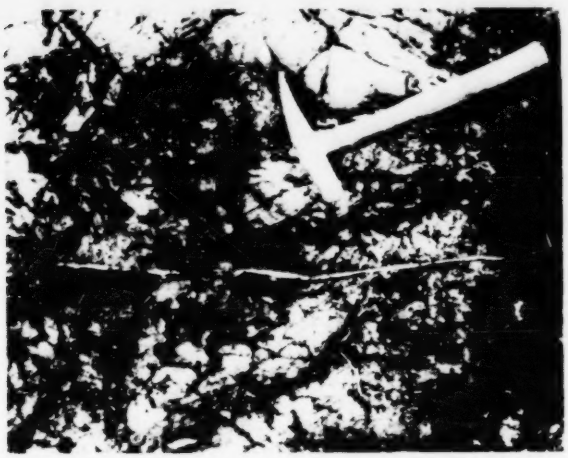


FIGURE 37 – Filon de quartz tardif non déformé renfermant un peu de chalcopyrite. Il recoupe un filon de dolomite-ankérite riche en chalcopyrite (parallèle au marteau). Les petits amas irréguliers de quartz, linéés, renferment de la chalcopyrite. Indice V.

Les proportions de quartz et de dolomite-ankérite dans les filons sont très variables. Dans les filons riches en quartz, le carbonate forme des amas irréguliers. Dans ceux qui sont riches en carbonate (figure 35), le quartz se trouve, en plusieurs endroits, en veinules orientées perpendiculairement ou parallèlement à leurs bordures. La chalcopyrite semble s'associer préférentiellement avec les ségrégations de quartz.

La dolomie renferme, ici et là, d'abondants cristaux automorphes millimétriques à plurimillimétriques de plagioclase (albite ?). Nous avons également observé des cristaux semblables localement dans la dolomie de Dunphy près de l'indice uranifère G.M. (indice V).

L'emplacement de la minéralisation semble s'être étendu sur une assez longue période. De plus, les solutions minéralisatrices ont emprunté tous les plans ou zones de faiblesse utilisables. Le dépôt des sulfures a été à son plus fort dans la zone filonienne pour ensuite diminuer graduellement. Dans la zone filonienne, nous avons observé des sulfures dans le clivage de la première déformation. En de très nombreux endroits, les filons sont finement plissotés par un clivage, ce qui donne lieu à des baguettes (« rodding ») sur leurs bordures (figure 36). De plus, ils ont été repris ici et là par des plis macroscopiques appartenant, croyons-nous, au deuxième épisode de déformation (plis $P_2$). Certains filons riches en carbonate sont recoupés par des filons de quartz plissotés (figure 27). Nous croyons donc que la formation des filons riches en carbonate a été relativement précoce et qu'elle a eu lieu avant la deuxième déformation. Nous pensons, en fait, que la plus grande partie de la minéralisation cuprifère a été déposée avant cette déformation. D'autre part, un pli mésoscopique de la génération $P_2$ dans un interlit de schiste contient beaucoup de chalcopyrite dans son coeur, ce qui donne à penser que le cuivre a été remobilisé et reconcentré dans cette structure. Enfin, il y a aussi de minces filons de quartz renfermant de la chalcopyrite qui recoupent les autres générations de filons (figure 37). Leurs bordures sont très rectilignes et, de toute évidence, ils ont été injectés postérieurement aux épisodes de déformation.

## Indice V (24 B/5-7)

Il s'agit de l'indice uranifère G.M., découvert par la Québec-Ungava Mining en 1978. L'indice se trouve sur une colline près de la rive nord de la rivière Romanet, à 6 km au nord-ouest de la décharge du lac Romanet. Plusieurs tranchées ont été creusées. Des analyses ont donné des valeurs allant jusqu'à 4,88 % $U_3O_8$ (Smith, 1979). Saarberg-Interplan Canada Ltée a complété des travaux de prospection en 1983.

Mesurant 10 m × 75 m, l'indice est à quelques mètres au nord du contact avec la dolomie de la Formation de Dunphy. Les roches encaissantes sont des phyllades séricitiques à patine vert pâle de la Formation de Lace Lake qui, en cassure fraîche, révèlent des laminations vert pâle grisâtre et vert moyen à l'échelle millimétrique-centimétrique. Ces phyllades renferment des interlits de dolomie et, par endroits, de calcaire. La schistosité est de direction WNW et de pendage NNE moyen à fort.

Sur le flanc ouest de la colline, certaines occurrences radioactives semblent associées à des zones de cisaillement parallèles à la schistosité. Une de ces zones cisaillées, exposée dans une tranchée, est de 1,5 m de large, et renferme, sur une largeur de 80 cm et parallèlement au cisaillement, des veines, des lentilles et des poches de carbonate gris grossier (de plusieurs millimètres de diamètre) et de quartz. Celles-ci contiennent de la chalcopyrite disséminée, des produits secondaires jaunes et de la molybdénite. Un échantillons choisi a titré 5,3 g t Au, 0,06 % Cu, 0,46 % Mo, 0,08 % Se, et 0,45 % U (G. Kearvell, communication personnelle, 1985). Ces veines, lentilles et poches semblent avoir été injectées le long de plans de schistosité déjà existants et ont subi un plissement ultérieur. La radioactivité atteint, de façon très sporadique, 100 fois le bruit de fond.

Dans une autre tranchée tout près de la précédente, la radioactivité est associée surtout à un amas, en forme de larme, constitué de dolomite à grain grossier à patine brun pâle (figure 38; tableau 15, analyse n° 1). Les dimensions de cet amas sont d'environ 1,3 m (N-S) et 3 m (E-W). La radioactivité est due à de petits grains d'uraninite, selon Bell & Ruzicka (1985), généralement millimétriques, distribués de façon plutôt irrégulière. Il y a également de la minéralisation radioactive dans un filon de quartz et carbonate qui recoupe l'amas. La minéralisation disséminée dans l'amas de dolomite est accompagnée d'amas millimétriques, noirs et arrondis, de matière qui semble bitumineuse, ainsi que d'un minéral métallique gris (probablement de la molybdénite) et de traces de chalcopyrite. Bell et Ruzicka ont également rapporté la

FIGURE 38 – Amas de dolomite en forme de larme (à gauche), auquel la radioactivité est surtout associée. À droite, phyllades séricitiques verdâtres du Lace Lake. Indice V. Près de la rivière Romanet, au nord-ouest de la décharge du lac Romanet.

**TABLEAU 15 – Analyses de roches de l'indice V (affleurement G.M.)**

| | 1 | 2 | | 1 | 2 |
|---|---|---|---|---|---|
| | % poids | | | ppm* | |
| $SiO_2$ | 1.74 | 60.00 | Cu | 19 | 110 |
| $TiO_2$ | <0.01 | 0.71 | Zn | 15 | 40 |
| $Al_2O_3$ | 0.51 | 20.40 | Pb | <0.5 | <0.5 |
| $Fe_2O_3$ | 0.31 | 1.17 | Ni | 38 | 78 |
| FeO | 2.32 | 2.96 | Co | 18 | 19 |
| MnO | 0.18 | 0.02 | Cr | 2 | 84 |
| MgO | 18.60 | 4.85 | V | 9 | 88 |
| CaO | 28.60 | 0.48 | Zr | — | 89 |
| $Na_2O$ | 0.63 | 3.35 | Sr | — | 46 |
| $K_2O$ | <0.04 | 2.89 | Ba | <20 | 680 |
| $P_2O_5$ | 0.08 | 0.04 | Rb | — | 110 |
| S | 0.05 | 0.02 | As | — | — |
| Cl | 0.09 | 0.01 | Mo | 230 | — |
| F | <0.01 | 0.14 | Nb | — | 9 |
| PAF | 44.60 | 4.20 | La | 14 | 46 |
| | | | Y | — | 10 |
| | | | U | 0.14 % | 5 |
| | | | Th | <5 | 5 |
| | | | | g/t | |
| | | | Au | <0.5 | <0.5 |
| | | | Ag | 7.3 | <0.5 |

1. Amas de dolomite minéralisée en uranium. Indice V (TC-321I-82).
2. Schiste métasédimentaire vert moyen à patine vert pâle. Flanc est de la colline de l'indice V (TC-321C-82).

— Non déterminé

* Sauf pour U de l'analyse 1, qui est en %

présence de coffinite, clausthalite, marcasite et pyrite. La radioactivité dans l'amas de carbonate atteint localement plus de 100 fois le bruit de fond. Les phyllades avoisinants sont recoupés par de nombreux filons albitiques centimétriques dont quelques-uns sont localement radioactifs. Les filons, rubanés, consistent en interlamines blanches d'albite à grain moyen, accompagnée ici et là de carbonate, et de roche rose brunâtre pâle à texture saccharoïde. On y observe également des veinules de quartz à l'intérieur de ces filons albitiques. Les filons ont été plissés en même temps que le clivage ardoisier, les axes de pli plongeant modérément vers le nord-ouest.

Sur le flanc nord-est de la colline, à quelques dizaines de mètres à l'est des occurrences décrites ci-dessus, les schistes, qui contiennent de nombreux interlits de dolomie ou de marbre calcitique, sont bien plissés. Une analyse d'un schiste à patine vert pâle contenant une trace de chalcopyrite est donnée dans le tableau 15 (analyse n° 2). De plus, les schistes ont été injectés par des filons beiges ou beige rosâtre constitués de proportions variables de feldspath, de quartz, de carbonate, de chlorite et de pyrite. Les filons, de 1 à 10 cm de large, sont légèrement à fortement radioactifs (jusqu'à 30 fois le bruit de fond).

## Blocs radioactifs

À de nombreux endroits, nous avons observé des blocs, des champs de blocs et des sols radioactifs. Nous en avons trouvé aux indices L et M. Nous présentons au tableau 16 une liste de ces blocs, de ces champs de blocs et de ces sols; ceux-ci sont numérotés de 1 à 17 (d'ouest en est) sur la carte. Dans le secteur des indices E et G, Charbonneau (1979) a noté et indiqué sur l'une de ses cartes beaucoup de blocs et de champ de blocs en plus de ceux que nous avons observés.

## Types de minéralisation

Nous avons regroupé les minéralisations de notre région comme suit (à noter que certains indices apparaissent dans plus d'un regroupement):

- Minéralisations de Cu dans la dolomie ou le mudrock :
  - type disséminé (indices E, F) ;
  - type filonien (filons de quartz et de carbonate), (indices E, F, U).
- Minéralisations associées à des roches albitiques :
  - minéralisations de Cu-Au et de Cu dans des brèches à fragments albitiques et dans des roches laminées albitiques (indices B, C, P, Q, R) ;
  - minéralisations d'U, d'U-Au et d'U-Cu-Au, dans des filons et des amas (autres que des brèches) riches en albite, albite et carbonate ou carbonate (indices D, G, H, M, P?, V).
- Minéralisations de Cu, de Cu-Au et de Cu-U-Au associées à de la fracturation et à du cisaillement, communément accompagnées d'altérations telles silicification et carbonatisation (indices A, I, L, N, O, P, R, S, T?, V).
- Minéralisation filonienne de Cu dans un amas de meimechite (indice J).
- Minéralisations de Pb-Cu et de Pb-Zn dans la dolomie (indice K).

**TABLEAU 16 – Données sur les blocs radioactifs**

| n° | Coordonnées UTM | Description | Lecture sur TC-33 (cps) |
|---|---|---|---|
| 1 | 553600E, 6257450N | Mudrock vert; petit bloc | >10 000 |
| 2 | 554300E, 6256850N | Composition inconnue; rougeâtre; altéré | 1 500 |
| 3 | 554250E, 6254900N | Dolomie laminée à patine brun rouille; hématitisée | 850 |
| 4 | 554900E, 6254700N | Champ de blocs; surtout de la dolomie à patine brun rouille, hématisée, recristallisée | 1 000 |
| | | Mudrock vert pâle avec interlits de dolomie | 6 000 |
| | | Mudrock vert pâle, avec interlits de dolomie; les roches sont hématitisées; la dolomie est recristallisée en dolomite-ankérite | 2 400 |
| 5 | 557900E, 6253450N | Gabbro; hématitisé | 1 500 |
| 6 | 558100E, 6253350N | Gabbro; fractures hématitisées et radioactives | 2 000 |
| 7 | 558600E, 6251100N | Blocs de plagioclase blanc(?) | 500 |
| 8 | 559450E, 6253200N | 3 ou 4 blocs; grès calcareux gris violacé en cassure-fraiche (hématitisé) et beige rose en surface d'altération | 1 000 – 1 400 |
| 9 | 559500E, 6251700N | Sol radioactif | 8 000 |
| 10 | 560500E, 6251000N | Plusieurs blocs et sol radioactifs; composition des blocs inconnue; un filon quartzofeldspathique radioactif (800 cps) est présent dans un affleurement avoisinant | 400 – 1 400 |
| 11 | 560700E, 6252300N | Conglomérat pyriteux | 1 400 |
| 12 | 561250E, 6252100N | Dolomie pyriteuse | 200 |
| 13 | 563000E, 6252700N | Champ de blocs; plusieurs blocs consistent en plagioclase, carbonate et quartz; d'autres sont basaltiques; la radioactivité est surtout dans des filons | 600 – 4 000 |
| 14 | 564050E, 6252500N | Bloc de plus de 5 m de large; roche rose riche en plagioclase; radioactivité dans une fracture remplie de chlorite, quartz, carbonate et pyrite; hématitisation des épontes; la matière filonienne radioactive a donné 1.17 % U, 570 ppm Th, 0.14 % Pb, 140 ppm Cu, 110 ppm Zn, 41 ppm Ni, 34 ppm Co, 14 ppm Cr, 105 ppm V, < 0.5g t Au et < 0.5g t Ag (TC-245-82) | 8 000 – 10 000 |
| | | Pegmatite, avec pyrite | 800 |
| | | Dolomie silteuse, avec veines de quartz | 2 500 |
| 15 | 564700E, 6251800N | Dolomie et schiste interlités, parcourus de filons blancs | 450 |
| 16 | 568650E, 6251100N | Granite | 600 |
| 17 | 570550E, 6250400N | Ardoise noire; avec un filon radioactif de quartz à pyrite et à chalcopyrite | 1 500 |

## Discussion préliminaire sur les origines des minéralisations

### MINÉRALISATIONS CUPRIFÈRES DANS LA DOLOMIE (TYPE DISSÉMINÉ)

À l'indice Eagle Copper (E), des sulfures de cuivre à grain fin se trouvent disséminés dans d'épaisses couches de dolomie — dont certaines sont stromatolitiques — près du contact entre les Formations de Dunphy et de Lace Lake. La teneur en cuivre de ce type de minéralisation est très basse, environ 0.05 %. Sa nature « strata-bound » et disséminée suggère une origine syngénétique ou diagénétique.

Chevé *et al.* (1985) ont considéré que la minéralisation cuprifère disséminée dans les dolomies au lac Romanet est d'origine diagénétique, déposée dans une porosité primaire (« birdseyes ») formée dans un tapis algaire. Comme source du soufre, ils font appel à un processus de réduction des sulfates de l'eau de mer par des bactéries. Le cuivre, selon eux, est provenu des lits rouges de la Formation de Chakonipau, sous-jacente. Le transport a été effectué par des eaux souterraines salines et oxydantes.

Nous n'avons pas observé de « birdseyes » dans notre région, mais nous ne pouvons exclure la possibilité de leur présence; une étude plus poussée s'impose. Néanmoins, un modèle diagénétique semblable à celui proposé par Chevé *et al.* (1985) semble acceptable.

À certains endroits, par exemple à l'indice F, la minéralisation est disséminée dans le clivage de la dolomie de Dunphy; elle pourrait représenter une remobilisation et une reconcentration à l'échelle locale d'une minéralisation originellement diagénétique.

### MINÉRALISATIONS CUPRIFÈRES DANS LA DOLOMIE (TYPE FILONIEN)

Les minéralisations cuprifères filoniennes dans la dolomie de la Formation de Dunphy et dans les interlits de

mudrock et de dolomie de la Formation de Lace Lake (moins communes) constituent une classe importante. Nous connaissons plusieurs exemples de ce type, dont l'indice Chibtown Copper (U), l'indice F et l'indice Eagle Copper (E) dans notre région, des indices près du lac Romanet (Chevé, 1985 et Chevé *et al.*, 1985), ainsi qu'une minéralisation près du lac Otelnuk (Clark, données non publiées).

Dans ces exemples, les sulfures de cuivre se trouvent principalement dans des filons de carbonate et/ou de quartz recoupant la dolomie ou, moins communément, le mudrock. Les filons recoupant le mudrock du Lace Lake semblent suivre le clivage. Ces minéralisations sont donc de type épigénétique.

Chevé *et al.* (1985) ont suggéré que, à cause de la forme des filons, il s'agit communément de remplissage de fentes de tension. Les fentes se sont formées lors d'un stade précoce de la déformation régionale. Ces auteurs ont proposé que les sulfures auraient leur source dans des couches de dolomie qui en renfermaient une faible concentration et que le transport aurait été effectué par diffusion entre les grains dans une solution d'origine métamorphique.

Nous pensons qu'une origine métamorphique semblable à celle proposée par Chevé *et al.* (1985) est applicable aux minéralisations cuprifères filoniennes de notre région. Nous avons constaté, tout comme Chevé *et al.* 1985, que la plupart des filons minéralisés ont été emplacés tôt dans l'histoire tectonométamorphique. Cependant, nous avons observé que l'emplacement des filons s'est étendu sur une assez longue période — les derniers filons sont tardi — à post-tectoniques. De plus, il semble que les sulfures hâtifs ont été remobilisés localement et reconcentrés dans les coeurs de plis mésoscopiques.

Concernant l'indice U (Chibtown Copper), nous doutons que la source des sulfures filoniens soit la dolomie de l'environnement strictement local. Même si, autour de la zone filonienne à forte minéralisation, nous avons noté une auréole de dolomie renfermant des sulfures disséminés, la grande taille de la zone filonienne par rapport à la zone disséminée suggère que la première ne représente pas une remobilisation de la seconde. Nous suggérons, plutôt, que les fluides minéralisateurs ont été injectés périodiquement dans la dolomie en profitant de la présence d'une zone intensément fracturée, pour former ainsi la zone filonienne. Les solutions ont imprégné la dolomie autour de cette zone, pour constituer la zone de minéralisation disséminée.

À l'indice E (Eagle Copper), il est évident qu'un processus de remplissage et de diffusion des solutions minéralisatrices dans les épontes, processus semblable à celui décrit ci-dessus, est responsable de la formation des filons de quartz et de carbonate minéralisés et des zones également minéralisées bordant les filons. Une zonation minéralogique caractérisée par la présence des espèces sulfurées les plus riches en cuivre (bornite) dans les filons indique qu'un gradient chimique a été établi autour de ceux-ci lors de l'infiltration des solutions dans les épontes. Dans la dolomie silteuse hôte, la formation d'amas millimétriques de carbonate relativement grossier renfermant des sulfures cuprifères s'est produite lors de l'infiltration des solutions. Les filons minéralisés se sont formés durant ou après l'événement tectonique principal. Rappelons, cependant, que les minéralisations cuprifères disséminées de faible teneur dans certaines couches de dolomie sont peut-être d'origine syngénétique ou diagénétique.

## MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES À DES ROCHES ALBITIQUES

Ces minéralisations sont tantôt uranifères, tantôt cuprifères. Les indices Eagle Uranium (G), Simon (M) et G.M. (V) sont parmi les premières; les indices Delhi Pacific (R), Lomer Copper (B) et Tache Lake (P) sont parmi les secondes.

Les minéralisations uranifères semblent typiquement renfermer des quantités mineures de chalcopyrite, mais les minéralisations cuprifères ne contiennent généralement pas d'uranium. Les brèches albitiques (une exception a été notée) et la majorité des filons d'albite ne sont pas radioactifs. Par endroits, les filons albitiques relativement purs renferment un peu de matière radioactive, mais celle-ci est distribuée très sporadiquement. Les filons albitiques relativement riches en uranium renferment communément du carbonate en quantités importantes (indices H et M); à un indice (V), la radioactivité se trouve surtout dans un amas de carbonate de taille métrique emplacé dans des phyllades pélitiques injectés de filonnets d'albite dont quelques-uns sont aussi radioactifs.

### Minéralisations cuprifères

Certaines brèches à fragments albitiques renferment des sulfures, surtout de la pyrite et de la chalcopyrite. Les sulfures se trouvent surtout dans la matrice en position interstitielle et semblent avoir cristallisé en même temps que le matériel albitique de la matrice; les brèches et leurs sulfures sont donc probablement cogénétiques.

Les indices Delhi Pacific (R) et Lomer Copper (B) se trouvent dans des séquences semblables; c'est-à-dire des séquences comprenant des mudrocks noirs, des « cherts » noirs, des roches albitiques laminées beiges, grises et roses, des brèches et des intrusions basiques. Les sulfures cuprifères sont logés surtout dans des roches albitiques laminées et des brèches. Dans le cas de Delhi Pacific, des sulfures sont aussi très abondants dans une zone de faille dans laquelle le broyage est postérieur à l'albitisation.

L'albitisation à Delhi Pacific et Lomer Copper a affecté surtout des protolithes à grain fin et laminés — ils s'agissait peut-être de tufs ou de sédiments détritiques. Les solutions sodiques semblent avoir inondé ces roches

et le métasomatisme résultant a été très fort et assez uniforme. Le métasomatisme a affecté aussi les gabbros et basaltes avoisinants, fortement à Lomer Copper et à un moindre degré et de façon locale et irrégulière à Delhi Pacific. Conformément à notre interprétation de l'âge des filons albitiques près de l'indice P, l'albitisation à ces deux indices est probablement syntectonique. Étant donné que des sulfures cuprifères sont présents dans la matrice de certaines brèches albitiques à Delhi Pacific et ailleurs, il nous semble probable que l'origine des sulfures dans les roches albitiques laminées est liée à l'épisode de métasomatisme sodique. À Delhi Pacific les sulfures ont été remobilisés à l'échelle locale lors d'une recristallisation ultérieure des roches hôtes. Le fait que la minéralisation à Delhi Pacific s'étend sur une distance latérale de 1 km suggère que son emplacement a été contrôlé par une faille généralement parallèle aux couches soit par une faille de chevauchement hâtive, soit par la faille normale qui limite la vallée. Les solutions hydrothermales sodiques et minéralisantes ont pu être facilement véhiculées le long d'une telle structure. À Lomer Copper, cependant, la minéralisation est beaucoup plus ponctuelle, et un lien avec une faille n'a pas été établi. Un mouvement tardif le long de la faille normale à Delhi Pacific, postérieur aux plissements majeurs et à l'albitisation, a occasionné une dilatation importante; il en est résulté du broyage et du cisaillement dans le plan de la faille, ainsi que l'effondrement des roches ignées dans le toit. Les sulfures déjà présents ont été alors remobilisés et reconcentrés dans la zone broyée.

### Minéralisations uranifères

Les minéralisations uranifères ont été emplacées lors du passage des solutions hydrothermales sodiques. Les solutions ont pénétré des fissures recoupantes et des plans de clivage; elle ont déposé l'albite, le carbonate, la chlorite, le quartz et des minéraux radioactifs.

Sur plusieurs points, nos observations et conclusions concordent avec celles de Kish et Cuney (1981) sur les minéralisations uranifères du lac Mistamisk. Les fluides hydrothermaux étaient surtout très sodiques, formant ainsi le matériel albitique des filons et altérant les épontes. La cristallisation du carbonate a suivi en général celle de l'albite (voir indice M). La formation de certains filons de quartz et feldspath, de quartz et carbonate et de quartz s'est produite peut-être un peu plus tard.

Les fluides étaient oxydants, comme en témoignent la présence d'hématite dans des filons (indices G et H), les épontes souvent rubéfiées (indices G, H et M) et le passage du gris foncé ou gris moyen au vert pâle ou jaunâtre des pélites de Lace Lake à proximité des zones riches en filons albitiques (indices O, P et V). La composition oxydante des solutions, tel qu'indiqué par Kish et Cuney (1981), aurait permis le transport de l'uranium en solution. Les minéraux radioactifs sont présents généralement dans les filons comportant une proportion importante de carbonate (indices M et V, par exemple). Il semblerait donc que le transport de l'uranium était surtout sous forme de complexes d'uranyl-carbonate, tel que suggéré par Kish et Cuney (1981).

Remarquons que des amas arrondis de matériel bitumineux ont été observés dans le carbonate radioactif à l'indice V. Kish et Cuney (1981) ont rapporté la présence d'inclusions carbonacées dans l'albite de l'indice H. Ils les interprètent comme des goutelettes lourdes immiscibles d'hydrocarbures en suspension dans la solution hydrothermale, pas nécessairement en équilibre avec celle-ci, cependant.

### Âge et origine des solutions hydrothermales sodiques

Nous croyons que les solutions hydrothermales ont été générées au cours de l'orogenèse hudsonienne. Nous avons déjà mentionné la présence de fragments de pélite à clivage dans une brèche albitique; nous avons également signalé des filons albitiques et des altérations qui suivent un clivage de crénulation. Kish et Cuney (1981) sont arrivés à la même conclusion en ce qui concerne l'âge des filons albitiques au lac Mistamisk. Ces auteurs ont basé leurs conclusions sur une étude des inclusions fluides et sur les résultats des datations U-Pb sur des échantillons d'uraninite. Ces datations ont donné pour l'uraninite un âge de 1800 Ma, soit l'âge de l'orogenèse hudsonienne.

Les solutions minéralisantes ont peut-être été générées en profondeur, par métamorphisme et déshydratation des strates enfouies de la Fosse du Labrador. Elles auraient pu être véhiculées vers les zones moins métamorphisées, le long de failles majeures.

## Or et argent

Nous résumons, ci-dessous, les données dont nous disposons sur les teneurs en or et en argent des différents indices dans notre région.

De l'or et de l'argent sont présents dans quelques-uns des indices de la vallée, soit dans les indices uranifères Eagle (G), Kish (H) et G.M. (V) et les indices cuprifères Delhi Pacific (R) et Tache Lake (O). Ainsi, ces métaux sont associés à des roches sodiques et à des filons et amas carbonatés. Il ne semble pas y avoir d'or ou d'argent en quantité importante dans les minéralisations cuprifères de type filonien ou disséminé dans la dolomie (par exemple, 35 ppb Au dans des filons cuprifères au lac Otelnuk).

À l'indice Eagle Uranium, Kish et Cuney (1981) ont rapporté de l'or visible à l'oeil nu, associé à des tellurures de plomb et de nickel, dans des filons albitiques. Charbonneau (1979) a trouvé que la teneur moyenne en or de cinq filons variait entre 5 et 750 ppb; la teneur maximum parmi les échantillons choisis était de 1068 ppb Au. Un échantillon de dolomie recristallisée

près d'un filon minéralisé a donné plus de 15 g/t Au, soit la meilleure teneur connue à ce jour dans la vallée. À l'indice Kish, un filon de carbonate-quartz cuprifère a donné 3900 ppb Au. Charbonneau (1979) mentionne également des filons de carbonate radioactifs près de la faille limitant la vallée au sud, lesquels ont donné 420 ppb Au. À l'indice G.M., un échantillon d'une zone cisaillée a donné 5.3 g/t Au (G. Kearvell, communication personnelle).

À l'indice Delhi Pacific, l'or est surtout associé aux sulfures cuprifères dans les roches albitiques laminées. Nous avons obtenu 1.3 g/t Au et 23.3 g/t Ag dans la zone la plus riche en cuivre (6.4 %). Une autre roche albitique laminée, moins riche en cuivre (0.27 %), a donné 60 ppb Au et 750 ppb Ag. Un échantillon de brèche albitique à sulfures de cuivre (0.77 % Cu) a révélé 105 ppb Au et 1.5 g/t Ag. Zurowski (1962), dans un rapport sur les travaux de tranchée, a rapporté jusqu'à 12.5 g/t Ag sur 8 m; il mentionne également des traces d'or dans certaines tranchées.

À l'indice Tache Lake, trois échantillons riches en chalcopyrite (30.8 % Cu, 21.2 % Cu et 3.48 % Cu) ont donné les teneurs suivantes: < 0.5 g/t Au et 21.8 g/t Ag; 0.5 g/t Au et 44.7 g/t Ag; et 1.1 g/t Au et 11.1 g/t Ag. Lehto (1962) a rapporté jusqu'à 3.4 g/t Au et 13.7 g/t Ag dans des échantillons provenant des tranchées.

# Références


BÉLAND, R., 1976 — The Eagle permit area (P598), Labrador Trough, Mistamisk Lace Lake area. Geology of the copper and uranium showings. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-32705.

BELL, R.T. — RUZICKA, V., 1985 — Uranium in the Circum-Ungava belt, northern Quebec and Labrador: New information from the central Labrador Trough. *IN* Current Research, part A; Commission géologique du Canada, paper 85-1A, pages 145-149.

BRASSARD, B., 1985 — Étude des minéralisations cuprifères du lac Musset, Fosse du Labrador, Nouveau-Québec. Université du Québec à Montréal; thèse de maîtrise.

CHARBONNEAU, J.-M., 1979 — Rapport d'exploration, 1979. Projet Mistamisk, 11-741. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; GM-36093.

CHERITON, C.G., 1963 — Summary of geological observations, Conwest « Duhamel » Group, Township No. 4951, New Quebec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-13651.

CHEVÉ, S.R., 1985 — Les indices minéralisés du lac Romanet, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-13.

CHEVÉ, S.R. — SCHRIJVER, K. — TASSÉ, N., 1985 — Cryptalgalaminate dolomite of the Dunphy Formation, Labrador Trough: diagenetic and tectonometamorphic evolution related to copper mineralisation. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 22, pages 1835-1857.

DIMROTH, E., 1969 — Géologie de la région du lac Castignon. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-571.

_____1970a — Evolution of the Labrador geosyncline. Geological Society of America Bulletin; volume 81, pages 2717-2742.

_____1970b — Meimechites and carbonatites of the Castignon Lake Complex, New Quebec. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, volume 112, pages 239-278.

_____1978 — Région de la Fosse du Labrador/ Labrador Trough area (54°30′-56°30′). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-193.

DRESSLER, B., 1979 — Région de la Fosse du Labrador/Labrador Trough area (56°30′-57°15′). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-195.

GRATTAN-BELLEW, P.E., 1962 — Chibtown Copper Corporation (N.P.L.), Romanet Lake area, twp. 4952, New Québec, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-12581.

IRVINE, T.N., — BARAGAR, W.R.A., 1971 — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Journal canadien des Sciences de la terre; volume 8, pages 523-548.

JENSEN, L.S., 1976 — A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; miscellaneous paper 66, 22 pages.

KEARVELL, G., 1985 — Brèches et altérations albitiques de la rivière Romanet, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-24.

KISH, L. — CUNEY, M., 1981 — Uraninite-albite veins from the Mistamisk valley of the Labrador Trough, Québec. Mineralogical Magazine; volume 44, pages 471-483.

KISH, L. — TREMBLAY-CLARK, P., 1978 — Géochimie et radioactivité dans la Fosse du Labrador. Rapport préliminaire des travaux de 1976. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-567.

_____1979 — Géochimie et radioactivité dans la Fosse du Labrodor. Rapport préliminaire des travaux de 1977 et 1978. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-666.

LE GALLAIS, C.J. — LAVOIE, S., 1982 — Basin evolution of the Lower Proterozoic Kaniapiskau Supergroup, central Labrador Miogeosyncline (Trough), Québec. Bulletin of Canadian Petroleum Geology; volume 30, pages 150-166.

LEHTO, J., 1962 — A report on Tache Lake Mines Limited — Ungava Property. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-12414A.

MIYASHIRO, A., 1975 — Classification, characteristics and origin of ophiolites. Journal of Geology; volume 83, pages 249-281.

PEARCE, J.A. — CANN, J.R., 1973 — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.

PLUMMER, R.W., 1977 — Canada Tungsten Mining Corporation Limited; report on Eagle Uranium area (598). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-33647.

PUDIFIN, A.D., 1962 — Geological report on Mid Chibougamau Mines Ltd., Romanet Lake area, Twp. 4952, New Quebec, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-12587.

SMITH, M., 1979 — Report on 1978 field program, exploration permit 636, townships 4852, 4951 and 4952, New Quebec, for Quebec Ungava Mining Company Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-34788.

WARDLE, R.J. — BAILEY, D.G., 1981 — Early Proterozoic sequences in Labrador. IN Proterozoic basins of Canada (F.H.A. Campbell, éditeur). Commission géologique du Canada; paper 81-10, pages 331-358.

ZUROWSKI, M., 1962 — Report on the geological and geophysical surveys on the property of Delhi Pacific Mines Limited, situated in Township 4952, New Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-12616.

_____1963 — Report on the diamond drilling on the property of Delhi Pacific Mines Limited, situated in township 4952, New Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-13250.

MAPS NOT

FILMED

CARTES

OMISES